

## Contribuição para o Conhecimento Geológico-Petrológico da Região de Santa Susana: O Complexo Vulcano-Sedimentar da Toca da Moura

Por

J. F. H. P. SANTOS, \* J. MATA, \*\* F. GONÇALVES \*\*\* & J. MUNHÁ \*\*

*Palavras-chave:* Complexo vulcano-sedimentar da Toca da Moura; Santa Susana; Vulcanismo calco-alcalino; subducção.

*Resumo:* O Complexo Vulcano-Sedimentar da Toca da Moura (Turmaciano superior; CUNHA *et al.*, em imp.) aflora na região de Santa Susana (Alcácer do Sal) ao longo do limite SW da Zona de Ossa-Morena. Evidência cartográfica, petrográfica e geoquímica indica que este complexo, bem como o Grupo de Cuba (com o qual se associa espacialmente), poderá representar um arco vulcânico activo durante o Carbónico inferior; as rochas vulcânicas patenteiam uma gama composicional contínua desde basaltos a riódacitos/riólitos, e amostras de ambos complexos ígneos exibem tendências geoquímicas semelhantes.

Todas as rochas ígneas estudadas foram actuadas por metamorfismo hidrotermal (fácies dos xistos verdes) envolvendo importante actividade metassomática. Contudo, a distribuição dos elementos imóveis na rocha total (particularmente  $Ti/Zr = 43-75$ ,  $Zr/Nb = 19-68$ ,  $Zr/Y = 3.4-6.1$ ,  $Ni < 85$  ppm, e elevados teores de Th) e a composição das clinopiroxenas (reliquias em meta-doleritos) são idênticas às que caracterizam as séries vulcânicas calco-alcalinas em arcos vulcânicos continentais recentes. Sugere-se que o magmatismo orogénico da região de Santa Susana reflecte o fecho do oceano/bacia marginal (?), actualmente representado pelo ofiolito de Beja-Acebuches, ao longo de uma zona de subducção (inclinando para Norte) operando no limite entre as zonas Sul Portuguesa e Ossa-Morena durante o Carbónico inferior.

*Key-words:* Toca da Moura Volcano-Sedimentary Complex; Santa Susana region; calc-alkaline volcanics; subduction.

*Abstract:* Petrographic, field and geochemical evidence from the Toca da Moura Volcano-Sedimentary Complex (upper Tournaisian; CUNHA *et al.*, in press) and the Cuba Group, which occur near the southern boundary of the Ossa-Morena zone in the Santa Susana region (Alcácer do Sal), indicates that the rocks were formed in a volcanic arc of lower Carboniferous age. The volcanic rocks exhibit a continuous compositional range from basalt to rhyodacite/rhyolite and samples from both igneous complexes show the same general geochemical trends. Major element analyses, when plotted on conventional diagrams, yield somewhat ambiguous results to infer the magmatic affinities of these hydrothermally metamorphosed/metassomatized volcanic rocks. However, whole rock immobile element data (particularly,  $Ti/Zr = 43-75$ ,  $Zr/Nb = 19-68$ ,  $Zr/Y = 3.4-6.1$ ,  $Ni < 85$  ppm, and high Th contents) and relict clinopyroxene compositions from basaltic rocks are identical to those in calc-alkaline volcanics from recent volcanic arcs. It is purposed that the Santa Susana orogenic magmatism reflects the closing process of the «Beja-Acebuches ocean/back-arc basin (?)» along a northward dipping, oblique, subduction zone operating at the Ossa-Morena/South Portuguese zone's boundary during lower Carboniferous times.

### INTRODUÇÃO

Ao longo do limite SW da Zona de Ossa-Morena (LOTZE, 1945) aflora em pequenos retalhos, na região de Santa Susana (NE de Alcácer do Sal), o conjunto vulcano-sedimentar que denominámos de «COMPLEXO VULCANO-SEDIMENTAR DA TOCA DA MOURA» (GONÇALVES, 1983; 1984/85; DOMINGOS *et al.*, 1983).

A actividade ígnea neste complexo bem como no denominado Grupo de Cuba (ANDRADE, 1983), com o qual se associa espacialmente é contemporânea das principais fases de tectonização nas áreas externas do Ramo Sul da cadcia hercínica.

\* Depart. Geociênc., Universidade de Aveiro.

\*\* Depart. Geol. Fac. Ciênc. Lisboa, Edifício C2, Campo Grande - 1600 Lisboa.

\*\*\* Depart. Geociênc., Universidade de Évora.

Neste contexto, é evidente o interesse da aquisição de dados sobre a geologia da região de Santa Susana, nomeadamente no que se refere ao regime magmático, para um melhor conhecimento dos processos que caracterizaram a evolução geodinâmica hercínica, quer na Zona Sul-Portuguesa quer na Zona de Ossa-Morena.

Os objectivos do presente trabalho são o estudo petroquímico e a discussão do significado geodinâmico das rochas vulcânicas pertencentes ao Carbónico marinho da região de Santa Susana.

### COMPLEXO VULCANO-SEDIMENTAR DA TOCA DA MOURA

A ajuizar pela distribuição dos afloramentos deste complexo, ao longo do cavalgamento de Ferreira-Ficalho e da falha da Vidigueira, ele ocuparia extensão apreciável ao tempo da sua deposição (veja-se GONÇALVES, 1984/85). Efectivamente, são frequentes afloramentos seus no interior dos pórfiros intermédio-félsicos representativos, pelo menos entre Casebres e Torrão, do Grupo de Cuba (ANDRADE, 1983) do Maciço Eruptivo de Beja. Para além disso os xistos de Alfândão e de Cortes (ANDRADE, 1983; ANDRADE *et al.*, 1976) podem corresponder a afloramentos mais meridionais do referido complexo.

No complexo Vulcano-Sedimentar da Toca da Moura predominam xistos («xistinhos»; TEIXEIRA, 1945) e grauvaques a que se associam rochas vulcânicas máficas (doleritos e basaltos), intermédias (micro-dioritos e andesitos) e félsicas (sobretudo tufo riolíticos e aglomerados vulcânicos), calcários cristalinos, chertes e jaspes.

Entre Casebres e Torrão as rochas vulcânicas máficas e intermédias predominam relativamente aos litotipos félsicos, sendo o melhor corte no conjunto vulcânico, observável no leito da ribeira de São Cristóvão, próximo da pesquisa mineira da Toca da Moura (ver GONÇALVES, 1984/85). Os diferentes tipos litológicos dispõem-se alternadamente, pondo em evidência várias fases de vulcanismo. Aos termos máficos, representados por doleritos (na base da sequência) e lavas basálticas em almofada (ver fig. 1 em GONÇALVES, 1983) sobrepõem-se aglomerados vulcânicos a que se sucedem tufo grosseiros, e depois finos, de composição riolítica.

Esta alternância de fases explosivas e efusivas prolonga-se até ao cavalgamento de Ferreira-Ficalho

que põe em contacto este conjunto vulcânico com terrenos atribuídos ao Devónico (Grauvaques da Caieira). Embora nesta zona o conjunto vulcânico seja essencialmente bimodal, com larga predominância dos litotipos basálticos, noutros locais (e.g. Corte Pereiro, Monte Fartos) os termos intermédios (andesitos e micro-dioritos) adquirem, em termos de área aflorante, maior importância relativa e é possível observar-se, no terreno, transição gradual desde rochas basálticas a andesitos e dacitos/riolitos.

Na região de Santa Susana não se conhecem os terrenos subjacentes ao Complexo Vulcano-Sedimentar da Toca da Moura. Contudo na região de Alfândão-Peroguarda (Ferreira do Alentejo) o conjunto vulcano-sedimentar repousa em discordância aparente sobre o complexo plutónico/vulcânico de Odivelas (ANDRADE, 1983) sendo, por consequência, posterior ao Devónico Superior (CONDE & ANDRADE, 1974). A tecto estão os terrenos molássicos da fossa de Santa Susana que se iniciam por um conglomerado poligénico do Vestefaliano D que se sobrepõe, provavelmente em discordância, ao Complexo Vulcano-Sedimentar como está patente no leito da Ribeira de Alcáçovas, a Sul do v.g. Casa Branca, e no afloramento de Remeiras.

Trabalhos micropaleontológicos recentes permitiram precisar a idade do topo do Complexo Vulcano-Sedimentar uma vez que foi possível datar do Turnaciano superior esporos preservados nos xistinhos (CUNHA *et al.*, em impr.).

As relações entre Complexo Vulcano-Sedimentar e o Grupo de Cuba (pórfiros de Baleizão-Alcáçovas) não estão ainda completamente esclarecidas. Se em muitos locais o contacto entre as duas formações é por falha, noutros (e.g. ribeira de S. Cristóvão) observam-se filões de rochas porfíricas a cortar as rochas máficas do Complexo Vulcano-Sedimentar. Dados cartográficos e geocronológicos (PINTO COELHO *et al.*, 1986) mostram, mesmo, que alguns pórfiros são posteriores não só ao Complexo Vulcano-Sedimentar mas também aos terrenos do Carbónico continental.

Por outro lado, é importante realçar: a) a existência de rochas porfíricas (tipo Grupo de Cuba) interestratificadas no membro xistento do Complexo Vulcano-Sedimentar; b) a abundância de elementos de rochas porfíricas (provenientes do Grupo de Cuba e com larga representação a Este e Sudoeste) no conglomerado inferior do Veste-

faliano, e c) a ocorrência de rochas meta-basálticas (idênticas às que caracterizam o Complexo Vulcano-Sedimentar) cortando e/ou integrando-se no complexo intrusivo porfírico.

Todas estas observações sugerem a existência de diferentes episódios intrusivos durante a instalação do grupo de Cuba que seriam, em parte, contemporâneos com a deposição do Complexo Vulcano-Sedimentar da Toca da Moura.

Uma tectónica em «horst» e «graben» e consequente erosão diferencial poderiam ser os factores condicionantes da distribuição actual dos terrenos do Complexo Vulcano-Sedimentar que hoje se apresenta sob a forma de retalhos no interior do complexo sub-vulcânico porfírico.

Assim sendo, atribuímos todo este conjunto (Complexo Vulcano-Sedimentar e pórfiros antevestefaliano D) ao Turnaciano superior.

Quer as camadas do Vestefaliano D de Santa Susana quer o complexo Vulcano-Sedimentar da Toca da Moura sobrepõem-se a W e por cavalgamento é posterior à clivagem nos filitos sendo por sua vez deformado em conjunto com todo o bloco cavalgante, tendo-se gerado dobras de orientação geral N-S.

Uma zona de cisalhamento direito (N-S) interrompe o cavalgamento a Este (IGLÉSIA & RIBEIRO, 1981) e estabelece o limite entre a Zona de Ossa-Morena e a Zona Sul-Portuguesa (ver GONÇALVES, 1984/85).

### PETROGRAFIA E GEOQUÍMICA

#### MÉTODOS ANALÍTICOS

As análises químicas de minerais foram obtidas com uma micro-sonda electrónica JEOL SUPER PROBE 733X no Centro de Geologia—Fac. Ciênc. Univ. Lisboa—(INIC). As contagens originais foram corrigidas automaticamente segundo o método ZAF0 e em seguida calibradas em função de padrões naturais. O erro analítico é, em geral, inferior a 2% (relativo) para os elementos maiores.

As análises de rocha total foram efectuadas nos Laboratórios do Departamento de Geologia da FCUL e dos Serviços Geológicos de Portugal. Os óxidos  $Al_2O_3$ ,  $Fe_2O_3$ ,  $MgO$ ,  $CaO$ ,  $Na_2O$  e  $K_2O$

foram analisados por espectrometria de absorção atómica (PERKIN ELMER 403). A  $SiO_2$  foi determinada por gravimetria; o FeO por titulação segundo o método descrito por (MIRANDA, 1983). A espectrometria de fluorescência de raios X (PHILLIPS PW 1401/00) foi utilizada na determinação dos seguintes elementos: Ti, Sc, Ba,  $(^{47}W, ^{2}) LiF (200, ^{3}CF)$ ,  $V(W, LiF (200), CF)$ , Ni, Cu, Zn (Au, LiF(220), CC), Rb, Sr, Y, Zr e Th (W, LiF(220), CC). Excepto para o Th em relação ao qual os resultados devem ser considerados como semiquantitativos, o erro analítico é, em geral, inferior a 5-10% (relativo).

#### PETROGRAFIA

A amostragem seleccionada para este estudo pretende-se representativa dos diversos tipos litológicos ígneos do Complexo Vulcano-Sedimentar da Toca da Moura. Para que fosse possível uma comparação preliminar com o Grupo de Cuba foram também colhidos e analisados alguns exemplares de rochas ígneas máficas, intermédias e félsicas deste último complexo (ver Tabela I).

Em todas as amostras estudadas são evidentes fenómenos de recristalização que se traduzem na geração de paragénese secundárias de baixa temperatura do tipo epilitico. Estas rochas são portanto metamórficas pelo que a determinação das suas afinidades magmáticas não pode ser feita de acordo com os critérios normalmente utilizados para as rochas ígneas.

Do ponto de vista petrográfico, teve que ocorrer-se do reconhecimento das texturas ígneas (no geral bem preservadas) e à avaliação das proporções originais de minerais máficos e félsicos, tendo em conta a composição mineralógica actual. Para este efeito consideraram-se as proporções relativas de feldspato e clorite, por serem os minerais mais frequentes e por provirem fundamental e respectivamente da transformação de plagioclases e minerais ferromagnesianos ígneos, sendo portanto de esperar que a sua abundância relativa reflecta as proporções desses minerais. De acordo com estes critérios os exemplares estudados foram agrupados como se segue (veja-se Tabela I).

(1) — Anticátodo

(2) — Cristal analisador

(3) — Detector: CF — contador de fluxo  
CC — contador de cintilações

TABELA I  
ANÁLISES REPRESENTATIVAS DE METAVULCANITOS DA REGIÃO DE SANTA SUSANA

AMOSTRA N.º	B TMO-1A	B TMO-1B	B TMO-1C	B TMO-1E	B TMO-2A	B TMO-2B	B TMO-2C	B TMO-4C	B TMO-5A
SiO <sub>2</sub> %	51.51	48.80	49.08	44.99	55.33	55.76	49.36	56.32	54.54
TiO <sub>2</sub>	1.31	1.19	0.69	0.69	0.71	1.12	0.84	1.01	1.06
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15.49	16.43	14.45	16.43	13.41	14.36	15.11	16.24	15.49
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.06	1.12	2.52	2.41	4.91	2.08	1.37	3.67	1.94
FeO	5.86	5.81	3.78	5.06	3.24	5.27	4.75	4.35	5.93
MgO	10.77	9.11	8.29	9.28	7.04	8.29	7.71	8.53	5.20
CaO	3.92	4.06	9.23	8.53	8.04	3.50	7.41	1.20	2.66
Na <sub>2</sub> O	4.99	5.80	4.85	4.31	0.98	3.10	5.80	3.37	2.02
K <sub>2</sub> O	0.23	0.45	1.39	0.88	0.58	0.24	0.58	1.07	4.52
P.R.	6.61	7.40	4.84	8.11	4.62	6.26	5.21	4.71	4.84
Sc ppm	34	36	29	31	24	25	33	30	26
Ti	7850	7120	4108	4151	4258	6723	5055	6027	6345
V	268	256	160	176	153	176	199	241	196
Cr	249	266	273	346	46	25	165	69	96
Ni	44	53	83	82	24	17	42	43	11
Cu	13	5	32	67	13	5	8	19	644
Zn	86	103	76	159	140	185	62	380	179
Rb	7	2	17	11	21	5	6	34	93
Sr	123	137	293	196	231	129	225	88	87
Y	24	24	20	22	21	26	23	18	32
Zr	104	100	68	79	92	135	117	83	112
Nb	3	4	1	2	3	5	4	2	6
Ba	45	68	354	240	208	46	206	238	1855
Th	6	—	4	6	8	7	4	10	8

B—ROCHAS MÁFICAS (classificação petrográfica)  
B/I—ROCHAS MÁFICAS/INTERMÉDIAS  
I—ROCHAS INTERMÉDIAS  
A—ROCHAS FÉLSICAS  
I/A—ROCHAS INTERMÉDIAS/FÉLSICAS

TMO: RIBEIRA DE S. CRISTÓVÃO (TOCA DA MOURA)  
MVE: MONTE DA VERMELHA  
LOCALIZAÇÃO MNO: MONTE NOGUEIRO\*  
CPE: CORTE PEREIRO  
ESP: MONTE DA ESPERANÇA\*  
(\* G. CUBA)

TABELA I  
(Continuação)

AMOSTRA N.º	B TMO-5B	B TMO-6A	B TMO-6B	B/I TMO-7A	B TMO-7B	B MVE-1	B MVE-2	B MVE-3	B MVE-4
SiO <sub>2</sub> %	55.72	54.82	58.52	62.04	51.83	54.44	50.86	50.48	51.96
TiO <sub>2</sub>	1.05	1.19	1.21	1.38	1.02	1.30	1.28	1.33	1.20
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15.49	14.54	13.60	15.49	16.06	15.30	17.19	18.89	16.81
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3.40	1.42	0.79	1.81	0.53	2.21	1.86	2.02	1.55
FeO	5.91	7.40	6.97	4.80	6.66	5.61	6.59	8.92	8.63
MgO	4.90	6.62	4.97	4.41	3.65	7.87	10.10	8.29	6.88
CaO	1.87	3.63	3.08	2.38	6.86	5.18	2.24	0.91	1.01
Na <sub>2</sub> O	2.12	2.59	3.77	5.39	4.04	3.10	1.15	2.09	2.22
K <sub>2</sub> O	4.58	1.81	0.72	0.63	2.53	1.36	3.28	2.44	2.53
P.R.	4.34	6.02	5.90	3.10	7.46	4.89	6.18	4.66	6.53
Sc ppm	23	26	21	20	29	30	45	33	35
Ti	6282	7130	7274	8302	6107	7804	7696	7949	7181
V	184	235	221	208	186	236	255	242	234
Cr	94	4	3	4	165	82	78	83	77
Ni	12	3	2	3	—	49	45	36	36
Cu	516	165	143	9	—	4	6	699	893
Zn	187	159	194	134	—	94	99	109	113
Rb	85	45	23	23	48	118	130	96	94
Sr	81	62	62	80	101	29	38	38	38
Y	26	27	26	41	27	27	32	25	29
Zr	113	130	128	193	108	148	159	153	153
Nb	6	3	4	8	3	5	5	5	7
Ba	2051	1405	249	61	175	436	392	223	192
Th	11	7	6	10	6	14	17	11	15

TABELA I  
(Continuação)

AMOSTRA N.º	B MNO-2	B MNO-3	B/I MNO-4	B/I MNO-5	I CPE-4	I CPE-1	I CPE-2B	I CPE-6A	I CPE-6B
SiO <sub>2</sub> %	55.10	56.40	60.37	55.99	59.83	51.80	54.05	60.03	58.51
TiO <sub>2</sub>	1.17	1.17	1.45	1.06	1.36	0.97	1.29	0.86	0.92
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17.00	15.68	14.56	17.37	15.30	15.86	15.68	15.40	15.21
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3.02	3.88	4.47	4.66	7.58	0.56	5.44	1.25	0.74
FeO	6.41	5.35	4.94	4.77	—	6.76	3.85	5.69	7.31
MgO	4.97	3.91	2.82	4.31	3.05	4.81	4.57	2.72	2.88
CaO	1.68	1.94	1.54	3.63	2.80	6.30	3.01	3.57	2.59
Na <sub>2</sub> O	4.72	6.20	5.12	5.12	5.66	5.26	5.39	4.04	3.37
K <sub>2</sub> O	1.72	0.82	2.71	1.11	0.51	1.63	1.48	3.37	2.74
P.R.	3.42	3.72	2.31	2.95	4.27	5.51	4.52	4.32	4.59
Sc ppm	23	21	20	18	22	29	25	17	18
Ti	7010	7001	8671	6329	8157	5806	7709	5160	5522
V	265	197	219	224	221	214	263	141	153
Cr	29	18	8	21	2	68	ND	27	30
Ni	15	11	8	13	4	30	10	15	15
Cu	242	15	21	39	25	63	9	18	6
Zn	41	40	43	34	74	58	67	58	71
Rb	80	32	60	35	9	54	30	114	86
Sr	109	89	74	146	219	365	165	207	72
Y	27	25	35	28	31	29	32	36	37
Zr	114	136	171	125	163	111	166	168	178
Nb	6	6	9	6	5	8	9	8	8
Ba	207	63	545	167	204	524	399	776	500
Th	6	9	9	7	9	6	7	9	11

TABELA I  
(Continuação)

AMOSTRA N.º	I CPE-9B	A MNO-1	I/A ESP-3	A ESP-4
SiO <sub>2</sub> %	58.60	72.74	62.59	68.25
TiO <sub>2</sub>	0.88	0.18	0.97	0.41
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15.68	12.85	14.73	16.05
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.85	0.93	4.78	2.00
FeO	4.83	1.21	2.26	1.93
MgO	2.72	0.66	1.72	0.58
CaO	3.85	0.52	3.71	1.26
Na <sub>2</sub> O	3.64	3.50	4.72	4.53
K <sub>2</sub> O	3.43	5.69	2.92	4.16
P.R.	4.87	1.24	2.02	1.11
Sc ppm	18	4	15	9
Ti	5293	1055	5826	2475
V	146	3	121	26
Cr	29	10	10	12
Ni	13	5	11	5
Cu	4	76	7	3
Zn	53	28	63	53
Rb	121	121	75	108
Sr	114	47	153	83
Y	33	38	42	48
Zr	170	213	209	262
Nb	8	8	10	10
Ba	496	1228	682	1073
Th	11	18	12	13

mente, soleiras intruídas a pequena profundidade e terão servido de condutas aos níveis máficos extrusivos que se lhe sobrepõem.

São rochas de cor cinzenta-esverdeada e granularidade variando entre média-grosseira na base, a fina no topo dos corpos intrusivos.

Ao microscópio mostram textura blasto-intergranular (às vezes sub-óptica) definindo, os cristais de plagioclase albitizada e sericitizada, uma «rede» cujos interstícios são ocupados essencialmente por clorite à qual se associam, em quantidades variáveis, epidoto, actinolite, quartzo, carbonatos, esfena (ilmenite) e sulfuretos (pirite), (veja-se Tabela IV). Registe-se a ocorrência, ainda que esporádica, de relíquias de clinopiroxena ígnea de composição variando entre endiópsido (Wo 45 En 48 Fs 7) e augite (Wo 44 En 45 Fs 11) ocorrendo, também termos de composição diopsídica, (veja-se Tabela II).

## A. 2 Meta-Basaltos

Neste grupo litológico incluem-se as lavas em almofada da sequência vulcânica observável na ribeira de S. Cristóvão, bem como outras amostras do Complexo Vulcano-Sedimentar colhidas no Monte da Vermelha (Pedreira da Cal), no Monte dos Fartos e na pedreira de Foros de Corte Pe-

## A. Rochas Máficas

### A. 1 Meta-Doleritos

Os meta-doleritos constituem o nível basal da sequência vulcano-sedimentar observável na ribeira de S. Cristóvão. Representam, provavel-

TABELA II

MICROANÁLISES DE CLINOPIROXENAS PRIMÁRIAS OCORRENTES EM ROCHAS DOLERÍTICAS

	1	2	3	4		5	6	7	8	9
				NÚCLEO	BORDO					
SiO <sub>2</sub>	53.28	52.78	53.08	53.21	52.54	53.24	53.63	53.39	53.34	53.23
TiO <sub>2</sub>	0.47	0.63	0.54	0.43	0.65	0.51	0.37	0.41	0.49	0.48
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.88	1.94	1.92	1.90	1.97	1.87	1.82	1.80	1.92	1.95
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.03	0.00	0.06	0.10	0.00	0.09	0.31	0.25	0.06	0.06
FeO	5.38	7.11	6.13	5.44	6.62	5.77	4.46	4.71	5.57	5.56
MgO	16.50	15.56	16.24	16.24	15.67	16.44	16.92	16.89	16.54	16.35
MnO	0.16	0.19	0.14	0.15	0.18	0.17	0.13	0.16	0.14	0.14
CaO	21.79	21.38	21.60	22.01	21.63	21.64	22.02	21.99	21.15	21.25
Na <sub>2</sub> O	0.22	0.24	0.26	0.21	0.27	0.23	0.22	0.22	0.21	0.22
K <sub>2</sub> O	0.01	0.01	0.01	0.02	0.02	0.01	0.01	0.00	0.01	0.00
TOTAL	99.72	99.85	99.97	99.71	99.56	99.97	99.89	99.83	99.41	99.60
NÚMERO DE IÕES NA BASE DE 4 CATIONES										
Si	1.957	1.951	1.950	1.957	1.944	1.953	1.961	1.955	1.966	1.960
Al <sup>IV</sup>	0.043	0.490	0.050	0.043	0.056	0.047	0.039	0.045	0.034	0.040
Al <sup>VI</sup>	0.038	0.036	0.033	0.039	0.030	0.034	0.039	0.032	0.050	0.044
Ti	0.013	0.018	0.015	0.012	0.018	0.014	0.010	0.011	0.013	0.013
Cr	0.001	0.000	0.001	0.003	0.000	0.003	0.009	0.007	0.002	0.001
Fe	0.165	0.220	0.188	0.168	0.205	0.177	0.136	0.144	0.172	0.171
Mn	0.005	0.006	0.004	0.005	0.006	0.005	0.005	0.005	0.004	0.005
Mg	0.903	0.857	0.889	0.890	0.866	0.899	0.922	0.922	0.909	0.897
Ca	0.858	0.847	0.850	0.867	0.857	0.851	0.863	0.863	0.835	0.852
Na	0.016	0.017	0.019	0.015	0.019	0.016	0.016	0.016	0.015	0.016
K	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Wn	44.55	44.02	41.11	45.04	44.45	44.16	44.93	44.74	43.58	44.38
En	46.88	44.54	46.13	46.23	44.92	46.65	47.99	47.80	47.44	46.72
Fs	8.57	11.44	9.76	8.73	10.63	9.19	7.08	7.46	8.98	8.90

reiro. Foram também estudados meta-basaltos do Grupo de Cuba interceptados por sondagem (Serviço de Fomento Mineiro) junto ao Monte da Nogueira.

Os meta-basaltos são, no geral, rochas de granularidade fina a afanítica, de cor negra a cinzenta escura apresentando frequentemente veios e amígdalas preenchidas por carbonatos, quartzo, epidoto e sulfuretos. São também identificáveis texturas porfíricas ainda que a intensidade dos processos pós-magmáticos torne, muitas vezes, difícil o reconhecimento das texturas originais.

Do ponto de vista mineralógico poder-se-á referir que estamos em presença de rochas semelhantes às anteriormente descritas, exceção feita às clinopiroxenas aqui não preservadas.

## B. Rochas Intermédias

### B. 1 Meta-Dioritos

As rochas meta-dioríticas foram colhidas na pedreira de Foros de Corte Pereiro e na região de Entre-Matinhas.

As amostras colhidas na primeira destas localidades são representativas de rochas microgranu-

lares a granulares essencialmente feldspáticas (plagioclase albitizada). Clorite, carbonato e quartzo preenchem a maior parte dos espaços entre os cristais de feldspato sendo de referir que os carbonatos também ocorrem em veios. Menos abundantes são o epidoto, a esfena, a anfíbola e a sericite. Numa das amostras foi detectada a presença de clinopiroxena relíquia (ígnea) apresentando características ópticas em tudo semelhantes às referenciadas nos meta-doleritos.

Nos meta-doleritos de Entre-Matinhas o aspecto petrográfico mais saliente é a abundante ocorrência de anfíbola (hornblenda) em grandes cristais (às vezes com 5 mm) poecilíticos. Estes cristais com cores variando entre o verde e o acastanhado são bastante pleocróicos e envolvem cristais de óxidos, esfena e feldspato apresentando-se às vezes, cloritizados. Quartzo, sericite e carbonato foram os outros minerais referenciados.

### B. 2 Meta-Andesitos

As amostras classificadas como meta-andesitos foram colhidas na pedreira de Foros de Corte Pereiro e no Monte dos Fartos.

Microscopicamente podem ser descritas como rochas porfíricas em que pseudomorfoses de fenocristais feldspáticos se destacam numa matriz afanítica de cor cinzenta escura. Ao microscópio, para além dos referidos fenocristais (plagioclase albitizada) são identificáveis agregados cloriticos de dimensões consideráveis que sugerem tratar-se de pseudomorfoses de fenocristais ferromagnesianos. Na matriz predominam micrólitos de plagioclase albitizada sendo de referir a ocorrência de quartzo, clorite e óxidos. Os carbonatos ocorrem em veios e são também referenciados, tal como a sericite, substituindo as plagioclases.

## C. Rochas Félsicas

### C. 1 Granófiros

As amostras deste tipo foram colhidas na região de Senhora da Esperança onde se integram nos «Pórfiros de Baleizão - Alcáçovas».

São rochas porfíricas com cor avermelhada que lhes é dada pela abundante presença de hematite disseminada. Este mineral (na sua variedade especularite) aparece às vezes em veios. O aspecto

petrográfico mais saliente é a ocorrência ubíqua de intercrescimentos granofíricos sugerindo uma cristalização eutética de quartzo e feldspato alcalino. Abundantes são também os cristais de plagioclase albitizada. Foi também referenciada a presença de anfíbola hastingsítica (ver Tabela III) e de biotite verde, apresentando-se estes dois minerais algo cloritizados. As biotites são frequentemente rodeadas por epidoto pistacítico.

### C. 2 Meta-Dacitos/Riólitos

As amostras estudadas foram colhidas quer em afloramentos das regiões de Senhora da Esperança e do Monte dos Fartos quer por sondagens, efectuadas pelo Serviço de Fomento Mineiro na região do Monte da Nogueira.

São rochas porfíricas, finas e de cor clara. São essencialmente constituídas por matriz quartzo-feldspática de onde se destacam fenocristais albiticos. Nesta também ocorrem clorite, epidoto e esfena. Refira-se a presença de intercrescimentos granofíricos ainda que em quantidades bastante menos significativas que no litotipo anteriormente descrito. A intensidade dos processos pós-magmá-

TABELA III  
ANÁLISES REPRESENTATIVAS DE MINERAIS ÍGNEOS EM ROCHAS FÉLSICAS (GRANÓFIROS)

ANFÍBOLAS			BIOTITES			
SiO <sub>2</sub>	43.88	46.75	44.99	SiO <sub>2</sub>	35.30	35.38
TiO <sub>2</sub>	0.73	0.41	0.26	TiO <sub>2</sub>	2.08	2.63
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	6.02	4.14	5.71	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12.96	12.29
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	9.64	5.92	5.27	FeO	30.49	30.79
FeO	19.99	21.56	24.71	MgO	5.20	4.75
MgO	5.09	6.93	4.81	MnO	0.28	0.41
MnO	0.39	0.41	0.53	CaO	0.02	0.01
CaO	9.69	9.02	9.55	Na <sub>2</sub> O	0.19	0.26
Na <sub>2</sub> O	1.78	1.61	1.64	K <sub>2</sub> O	7.73	8.15
K <sub>2</sub> O	0.71	0.44	0.63	TOTAL	94.25	94.67
TOTAL	97.44	97.19	98.10			
Si	6.924	7.249	7.043	Si	5.741	5.762
Al <sup>IV</sup>	1.076	0.751	0.957	Al <sup>IV</sup>	2.259	2.238
Al <sup>VI</sup>	0.043	0.006	0.097	Al <sup>VI</sup>	0.226	0.122
Fe <sup>3+</sup>	0.572	0.691	0.621	Fe	4.147	4.193
Fe <sup>2+</sup>	3.211	2.796	3.235	Mg	1.261	1.153
Mg	1.197	1.601	1.222	Mn	0.038	0.057
Mn	0.052	0.054	0.070	Ti	0.255	0.322
Ti	0.087	0.048	0.031	Ca	0.004	0.002
EXC <sub>oct</sub>	0.162	0.195	0.176	Na	0.060	0.082
Ca	1.638	1.499	1.602	K	1.605	1.693
Na <sub>M4</sub>	0.200	0.306	0.223	O	22	22
Na <sub>A</sub>	0.345	0.178	0.275			
K	0.143	0.087	0.126			
O	23	23	23			

TABELA IV

ANÁLISES REPRESENTATIVAS DE MINERAIS METAMÓRFICOS EM ROCHAS BÁSICAS

PLAGIOCLASES		CLORITES		EPÍDOTOS		ANFÍBOLAS		
SiO <sub>2</sub>	67.78	68.29	SiO <sub>2</sub>	29.83	29.86	SiO <sub>2</sub>	50.82	52.09
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	20.02	19.88	TiO <sub>2</sub>	0.01	0.00	TiO <sub>2</sub>	0.17	0.07
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.07	0.04	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16.93	17.38	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2.76	2.71
CaO	0.83	0.79	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.03	0.00	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2.87	3.59
Na <sub>2</sub> O	10.89	10.65	FeO	17.61	18.12	FeO	21.10	14.41
K <sub>2</sub> O	0.14	0.14	MgO	21.91	21.38	MgO	7.87	12.72
			MnO	0.22	0.29	MnO	0.34	0.33
			CaO	0.13	0.27	CaO	11.23	11.08
			Na <sub>2</sub> O	0.05	0.02	Na <sub>2</sub> O	0.44	0.31
			K <sub>2</sub> O	0.06	0.07	K <sub>2</sub> O	0.09	0.15
TOTAL	99.73	99.79	TOTAL	86.78	87.39	TOTAL	99.97	97.46
Si	11.880	11.938	Si	6.078	6.055	Si	7.606	7.646
Al	4.140	4.097	Al <sup>IV</sup>	1.922	1.945	Al <sup>IV</sup>	0.394	0.354
Fe <sup>3+</sup>	0.090	0.006	Al <sup>VI</sup>	2.145	2.210	Al <sup>VI</sup>	0.093	0.115
Ca	0.156	0.148	Fe <sup>2+</sup>	3.001	3.073	Fe <sup>3+</sup>	0.323	0.397
Na	3.701	3.610	Mg	6.654	6.462	Mg	2.640	1.768
K	0.031	0.031	Mn	0.038	0.050	Mg	1.972	2.783
O	32	32	Ti	0.001	0.000	Mn	0.044	0.041
An	4.01	3.91	Cr	0.002	0.000	Ti	0.919	0.008
Ab	95.19	95.28	Ca	0.028	0.058	Ca	1.940	1.977
Or	0.80	0.82	Na	0.020	0.007	Na	0.003	0.003
			K	0.015	0.017	K	0.001	0.000
			O	28	28	O	12.5	12.5
			Ps %	24.13	29.96	Ps %	0.037	0.000
							0.016	0.028
							23	23

ticos é posta em evidência pela abundante ocorrência de sericite como produto da substituição dos feldspatos.

GEOQUÍMICA

Ainda a teoria da tectônica de placas não se tinha imposto como a unificadora dos diferentes ramos das geociências, já G. MACDONALD (1960), J. GILLULY (1971), D. NOBLE (1972), R. MARTIN & A. PIWINSKII (1972) entre outros, chamavam a atenção para as relações entre as diferentes associações magmáticas e determinados ambientes tectônicos, relações essas que estão actualmente bem definidas.

Deste modo é fácil de reconhecer a importância de que se reveste o estudo dos processos ígneos para a compreensão do modo de evolução de um orógeno.

O principal objectivo deste capítulo será, pois, a determinação das afinidades geoquímicas dos meta-vulcanitos da região estudada tentando a definição da ambiência geodinâmica em que os percussores ígneos se terão gerado.

Alteração Hidrotermal

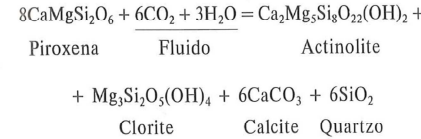
Evidência diversa mostra claramente que a circulação convectiva de fluidos é um fenómeno comum em zonas de actividade ígnea importante, sendo um mecanismo de dispersão térmica eficiente em vários ambientes crustais (LISTER, 1972; NORTON & KNIGHT, 1977). Em condições favoráveis, o mecanismo de circulação convectiva oferece potencialidades importantes no que respeita à formação de depósitos minerais, desde que os fluidos envolvidos sejam capazes de extrair, transportar e concentrar metais, em quantidades significativas, durante o processo de interacção químico-física com as rochas por onde circulam (ANDREWS & FYFE, 1975).

Todas as amostras analisadas apresentam sintomas petrográficos e geoquímicos óbvios, da actuação de processos metamórficos hidrotermais, ainda que em condições ambientais diversas. Dado que o processo hidrotermal resulta da fluência desde zonas de recarga, envolvendo fluidos «frios» e geralmente oxidados, até às zonas de descarga hidrotermal mais «quentes» e reductoras, a hete-

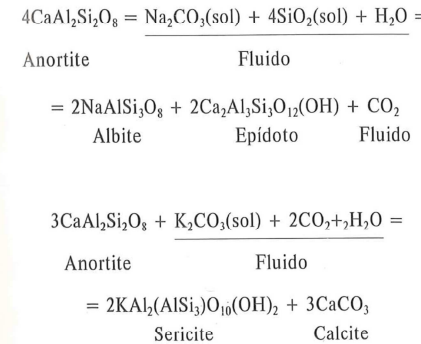
rogeneidade das transformações metamórficas observadas é perfeitamente natural.

Em particular, os doleritos e lavas máficas (aparentemente extruídas em ambiente submarino) que afloram ao longo da ribeira de S. Cristóvão, na vizinhança da pesquisa mineira da Toca da Moura, apresentam composição química (ver Tabela I) e paragenética (albite + clorite + actinolite + epídoto + sericite + quartzo + carbonatos + sulfuretos) (ver Tabela IV) características de meta-basaltos nas fácies dos xistos verdes. O tipo de metamorfismo foi claramente não isoquímico envolvendo trocas metassomáticas significativas (entre os fluidos hidrotermais e os percussores ígneos), que aqui se descrevem sumariamente como segue:

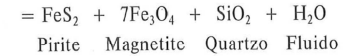
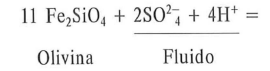
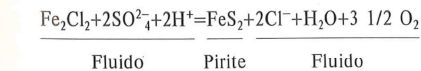
A) Hidratação, Carbonatização e Silicificação



B) Fixação de Metais Alcalinos (Na, K = Rb, Ba)



C) Precipitação de Sulfuretos



A figura 1 e a Tabela I evidenciam correlações positivas entre Cu, Rb e Ba indicando que os processos metamórficos responsáveis pela hidrólise dos silicatos ígneos se poderão relacionar geneticamente com a mineralização em sulfuretos. A abundância de veios de quartzo bem como a alteração, não particularmente oxidante patente nos metavulcanitos da Toca da Moura sugere que estes poderiam ter sido actuados por fluidos hidrotermais evoluindo ao longo de um segmento ascendente do ciclo convectivo. De facto nas zonas de descarga hidrotermal, a diminuição da temperatura e o aumento do pH causam um decréscimo significativo na solubilidade de SiO<sub>2</sub> (aquoso) e de metais de transição (provavelmente transportados em meio aquoso sob a forma de complexos cloretados) provocando a precipitação de quartzo e sulfuretos, como se observa nas amostras estudadas. A importância do processo metamórfico/metassomático na definição de afinidades magmáticas

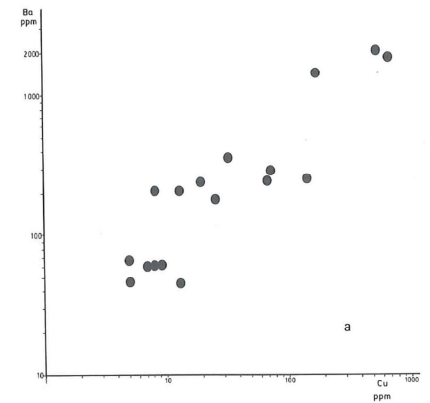


Fig. 1 - Relações Ba/Cu para as rochas máficas aflorantes junto à pesquisa mineira da Toca da Moura. Note-se a correlação positiva entre o elemento cálcio (Cu) e o elemento de baixo potencial iónico (Ba).

de metavulcanitos tem sido sobejamente reconhecida pelos muitos autores que têm abordado o problema; no caso presente as implicações são bem evidenciadas na figura 2 onde se observa enorme dispersão entre os valores das concentrações de dois incompatíveis, um de alto potencial iónico (Zr) e outro que se caracteriza pelo seu grande raio iónico (Rb) o que lhe confere elevada mobilidade em meio aquoso. Deste modo, tentaremos restringir a discussão que vai seguir-se a elementos que, pelo seu alto potencial iónico, se comportem de modo essencialmente imóvel durante os processos metamórficos e metassomáticos (veja-se SMITH & SMITH, 1976; ALDERTON *et al.*, 1980; DICKIN & JONES, 1983; HAJASH, 1984).

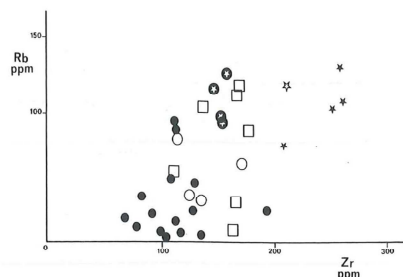


Fig. 2 - Diagrama Rb/Zr. Repare-se na grande dispersão patenteada pelas amostras. Neste diagrama e nos que se seguem será utilizada a seguinte simbologia: Círculos - meta-basaltos e meta-doleritos da Toca da Moura; Quadrados - Meta-vulcanitos básicos e básico-intermédios do Monte da Nogueira; Estrelas a cheio - granófilos e pórfiros ácidos da Senhora da Esperança; Estrelas contidas em círculos - meta-basaltos do Monte da Vermelha.

### Afinidades Magmáticas

O facto de a razão Nb/Y poder ser considerada um bom índice de alcalinidade (e.g. PEARCE & CANN, 1973; FLOYD & WINCHESTER, 1975) e de a razão Zr/TiO<sub>2</sub> ser, no geral, aceite como índice de diferenciação, permite que a utilização do diagrama de J. WINCHESTER & P. FLOYD (1977) retrate o espectro composicional das rochas estudadas (fig. 3).

Nesta figura, é bem patente o carácter sub-alcalino das rochas magmáticas da região de Santa Susana o que é reforçado pelo diagrama da figura 4

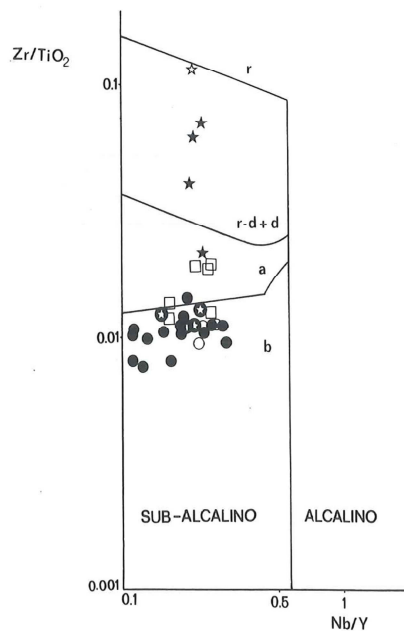


Fig. 3 - Diagrama Zr/TiO<sub>2</sub> vs Nb/Y. Campos composicionais de J. WINCHESTER & P. FLOYD (1977): B - basaltos; A - andesitos; R-D+D - riodacitos + dacitos; R - riolitos.

onde se constata estarmos em presença de rochas que se caracterizam por valores da razão Zr/Nb superiores aos condriticos ( $\approx 14$ : SUN & NESBITT, 1977) e aos do manto primordial ( $\approx 18$ : WOOD *et al.*, 1979a; SUN, 1982) o que é típico, quer de toleitos orogénicos (e.g. EWART, 1982; GILL, 1981; YOSHIDA & AOKI, 1984) e anorogénicos (e.g. WOOD *et al.*, 1981; Le ROEX *et al.*, 1985; AUCHAPT *et al.*, 1987), quer de certas rochas calco-alcalinas (e.g. SAUNDERS *et al.*, 1980; MANN, 1983; YOSHIDA & AOKY, 1984).

É interessante verificar que para o conjunto das rochas projectadas se obtém, neste diagrama, uma boa correlação ( $r = 0.88$ ) linear positiva o que permite, atendendo às características incompatíveis dos elementos em causa, considerá-las, em primeira aproximação, como cogenéticas (c. f. TREUIL & VARET, 1973; ALLÉGRE *et al.*, 1977; MINSTER *et al.*, 1977). Voltaremos ao assunto.

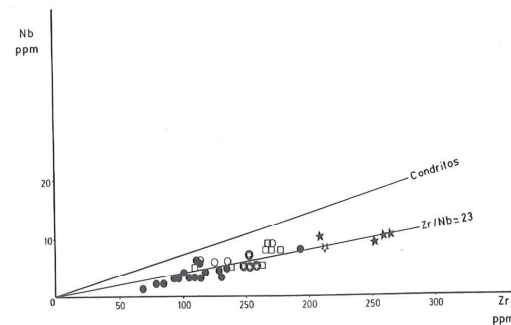


Fig. 4 - Diagrama Nb/Zr, onde é bem patente a boa correlação obtida quando utilizados dois elementos incompatíveis de alto potencial iónico.

O referido carácter sub-alcalino é comprovado pelo quimismo das clinopiroxenas preservadas nos meta-doleritos ocorrentes na ribeira de S. Cristóvão. De facto, a observação dos dados da Tabela II revela-nos conteúdos mais altos em Si e mais baixos em Ti, Na e Al (total), que os normalmente referenciados em clinopiroxenas que tenham cristalizado a partir de magmas básicos alcalinos (c.f. TRACY & ROBINSON, 1977; MAURY *et al.*, 1980) ocupando por esse motivo, nos diagramas de Le BAS (1962) e J. LETTERRIER *et al.* (1982), uma posição típica de clinopiroxenas de rochas sub-alcalinas.

Se o carácter sub-alcalino da série em estudo não oferece dúvidas, já mais difícil se torna determinar se estamos em presença de rochas toleíticas ou calco-alcalinas.

A. MIYASHIRO (1974) e A. MIYASHIRO & F. SHIDO (1975), em trabalhos já considerados clássicos, analisaram o comportamento do Fe e Ti durante os processos de diferenciação magmática e concluíram ser possível utilizá-los com sucesso, na discriminação aqui em referência. Segundo estes autores, em séries toleíticas típicas os teores em FeO (total) e TiO<sub>2</sub> sofrem um aumento nos primeiros estádios de fraccionação para, com o seu evoluir as respectivas concentrações passarem a decrescer, enquanto que as séries calco-alcalinas se caracterizariam por um monótono e rápido decréscimo dos teores nesses óxidos. A observação da (fig. 5a e 5b) revela-nos que para os referidos óxidos o comportamento da série em

estudo se pode considerar atípico uma vez que os «trends» obtidos não correspondem, exactamente, a nenhum dos anteriormente descritos. É certo que no que respecta ao comportamento do ferro se observa, primeiramente um enriquecimento para depois de se ter atingido um ponto máximo se verificar uma inversão dessa tendência. No entanto, tal enriquecimento é bastante menos pronunciado que os descritos por A. MIYASHIRO (*op. cit.*) para as séries toleíticas e certos autores (e.g. DIXON & BATIZA, 1979; YAMAMOTO, 1984) têm considerado como calco-alcalinas, séries que, como a estudada, se caracterizam por enriquecimentos iniciais, em FeO, pouco significativos.

O carácter calco-alcalino que, apesar de tudo, parece poder extrair-se do comportamento dos elementos maiores das rochas da região de Santa Susana é reforçado pela utilização de diagramas discriminantes que fazem apelo, quer às concentrações de elementos menores e em traço de alto potencial iónico, quer aos que utilizam dados de química mineral. Tal é perceptível quer pela posição que os pontos representativos das amostras ocupam nos diagramas Ti/Zr/Y (PEARCE & CANN, 1973) e Ti/Zr (GARCIA, 1978, veja-se fig. 6), quer pelas altas razões Ti/Al (total) que caracterizam as clinopiroxenas reliquia das rochas doleríticas (fig. 7).

T. PRESTVIK (1982) chamou a atenção para o facto de no diagrama Ti/Zr/Y certas rochas toleíticas poderem projectar-se no campo dos basaltos calco-alcalinos, sendo este aspecto explicável pelos

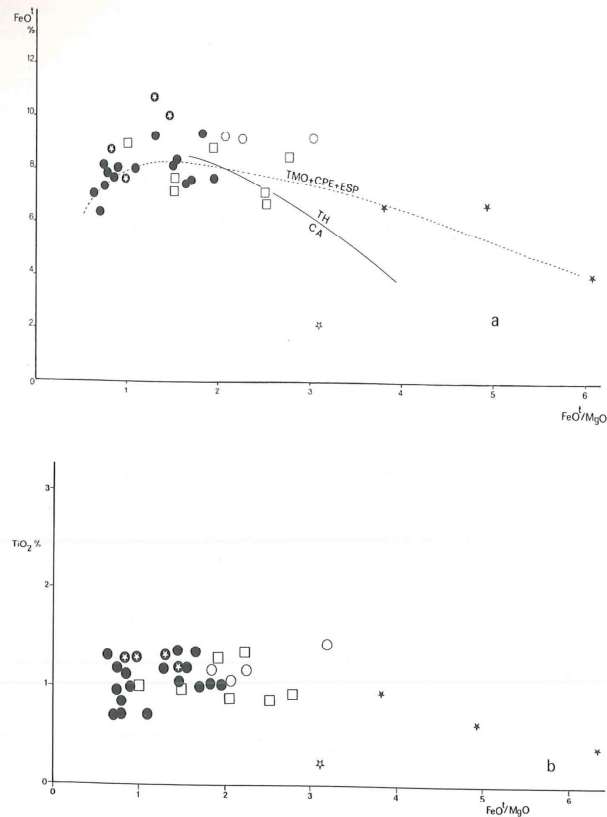


Fig. 5 — O comportamento do  $\text{FeO}^I$  e do  $\text{TiO}_2$  no decurso dos processos de fraccionamento aponta para o carácter calco-alcalino da série em estudo. Na figura 5a a separação dos campos toleíticos (Th) e calco-alcalino (Ca) é a proposta por A. MIYASHIRO (1974).

efeitos da fraccionamento cujo «trend» partindo do campo 2 (fig. 6) se desenvolve até ao campo 3 passando por 4. Note-se, contudo, que tal não é o caso das rochas estudadas. De facto, à excepção de uma amostra todos os termos menos evolucionados se projectam no campo dos basaltos calco-alcalinos, apresentando os termos intermédios e ácidos um «trend» (fig. 6) que se caracteriza pelo progressivo empobrecimento relativo em Ti que os leva a projectarem-se fora dos campos definidos por J. PEARCE & J. CANN (1973). Ainda

no que concerne à distinção entre séries calco-alcalinas e toleíticas refira-se que tal é possível de obter pela comparação, utilizando padrões normalizados, dos teores em elementos de grande raio iónico, como por exemplo o K, o Rb, o Ba e o Sr (e.g. PEARCE, 1982; 1983). No entanto, o baixo potencial iónico que caracteriza estes elementos tornam-nos, como anteriormente referido, particularmente sensíveis aos processos de alteração hidrotermal pelo que no caso presente, o interesse na sua utilização se torna nulo.

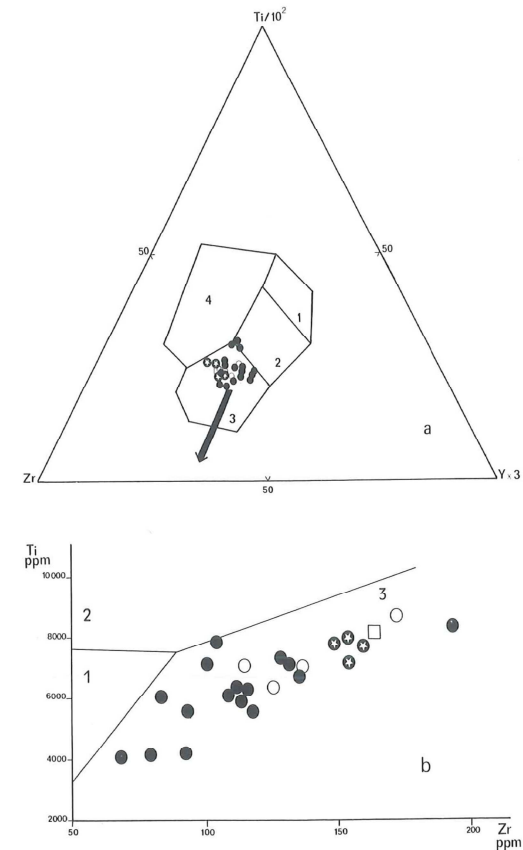


Fig. 6a — Campos composicionais segundo J. PEARCE & J. CANN (1973): 1 — Toleíticos pobres de K; 2 — Basaltos dos fundos oceânicos + basaltos calco-alcalinos + toleíticos pobres de K; 3 — basaltos calco-alcalinos; 4 — basaltos intraplaca. O «trend» representado é o patenteado pelos litótipos mais evolucionados.

6b — Campos composicionais segundo M. GARCIA (1978): 1 — Toleíticos de arco insular; 2 — Basaltos dos fundos oceânicos; 3 — Basaltos calco-alcalinos.

NOTA: Nestes dois diagramas só foram projectadas rochas básicas ou básico-intermédias, não plutónicas.

Se considerarmos que elementos como o Ti, o Zr e o Y são no geral, considerados mais imóveis que o Mg e o Fe e que a composição das clinopiroxenas, ainda que condicionada por factores tais como a velocidade de arrefecimento

ou a ordem de cristalização dos minerais, depende essencialmente da composição dos magmas a partir dos quais cristaliza, parece poder afirmar-se que as rochas magmáticas da região de Santa Susana formam uma série que no seu conjunto patenteia

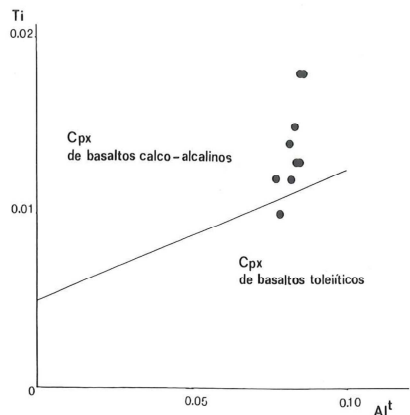


Fig. 7 - Relações Ti/Al<sup>1</sup> (LETERRIER *et al.*, 1982) em clinopiroxenas das rochas doleríticas.

afinidades calco-alcalinas. No entanto, tendo em atenção que certos aparelhos vulcânicos têm sido descritos, em outras regiões do globo, como constituídos simultaneamente por rochas toleíticas e calco-alcalinas (e.g. MASUDA & AOKI, 1979) e que trabalhos recentes (GILL, 1981) demonstram que existem todas as transições entre séries destes dois tipos, não é de excluir a hipótese de que na região estudada possam vir a ser detectadas rochas de afinidades toleíticas mais típicas.

Como já foi referido, as rochas vulcânicas da região de Santa Susana mostram relações de continuidade, quer no que respeita à distribuição espacial dos diferentes tipos litológicos quer na variação composicional observada (veja-se Tabela I); estes factos aliados à constância dos valores das razões entre elementos incompatíveis (veja-se fig. 4) sugerem que parte importante da diversidade litológica observada se deve a processos de cristalização fraccionada actuando sobre magmas parentais, originalmente não muito distintos. Variações consideráveis no valor da razão FeO/MgO, e nas concentrações em Cr e Ni (veja-se Tabela I), bem como o decréscimo sistemático e conjunto dos conteúdos em Ni e Cr, com o aumento das concentrações em Zr (fig. 8a e 8b), sugerem cristalização precoce de olivina e/ou espinela. Com o aumento das concentrações em Zr, o Ti aumenta (veja-se fig. 6b), enquanto que os valores da razão

Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/TiO<sub>2</sub> mostram decréscimo (inicial) (fig. 8c) indicando cristalização de plagioclase. Contudo, é evidente da observação das figuras 8 c e 9 a, que a intervenção das fases olivina, plagioclase e piroxena (minerais típicos nos estádios iniciais de cristalização das séries toleíticas) não é suficiente para explicar as variações químicas observadas; de facto, quer o fraco enriquecimento inicial em Ti (veja-se fig. 6b e 9a) quer a inversão subsequente do «trend» de variação Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/TiO<sub>2</sub> vs Zr (fig. 8c) indica participação continuada de anfíbola e/ou Ti-magnetite no processo de diferenciação. A transição gradual observada no terreno, entre termos basálticos, andesíticos e dacítico/riolíticos, explica-se assim, facilmente, como consequência natural da cristalização de minerais pobres em SiO<sub>2</sub> (óxidos de Fe-Ti, anfíbola) o que, induzindo desenvolvimento precoce de magmas residuais saturados e/ou sobressaturados, justifica a abundância de rochas vulcânicas intermédias e ácidas na região estudada, aliás como é típico de outras séries magmáticas de tendência calco-alcalina em regiões orogénicas.

### Considerações Magmato-Tectónicas

Como realçado por D. WOOD *et al.* (1979b), J. PEARCE (1980; 1982), entre outros, as rochas básicas orogénicas distinguem-se das anorogénicas pelo grande enriquecimento em elementos de grande raio iónico (e.g. Rb, Ba, Th, U e K) em relação a elementos de alto potencial iónico (e.g. Ta, Nb, Zr e Ti) o que tem sido atribuído a processos metassomáticos actuantes nas fontes mantélicas orogénicas (SAUNDERS *et al.*, 1980; PEARCE, 1983; PEARCE *et al.*, 1984; SAUNDERS & TARNEY, 1984). É correntemente aceite que quando de um processo de subducção, ocorre desidratação da placa subductante (e.g. ANDERSON *et al.*, 1978; SAUNDERS & TARNEY, 1979; MYSEN, 1982), o que será a principal causa dos episódios metassomáticos que afectam a cunha mantélica suprajacente ao plano de subducção ou seja, a fonte dos magmas orogénicos. De facto, enquanto que os elementos litófilos são facilmente transportáveis pelos fluidos aquosos que irão metassomatizar as fontes mantélicas orogénicas, o mesmo não se passa com os elementos de alto potencial iónico, o que explicaria as altas razões entre esses dois tipos de elementos (e.g. Ba/Nb) que caracterizam as rochas

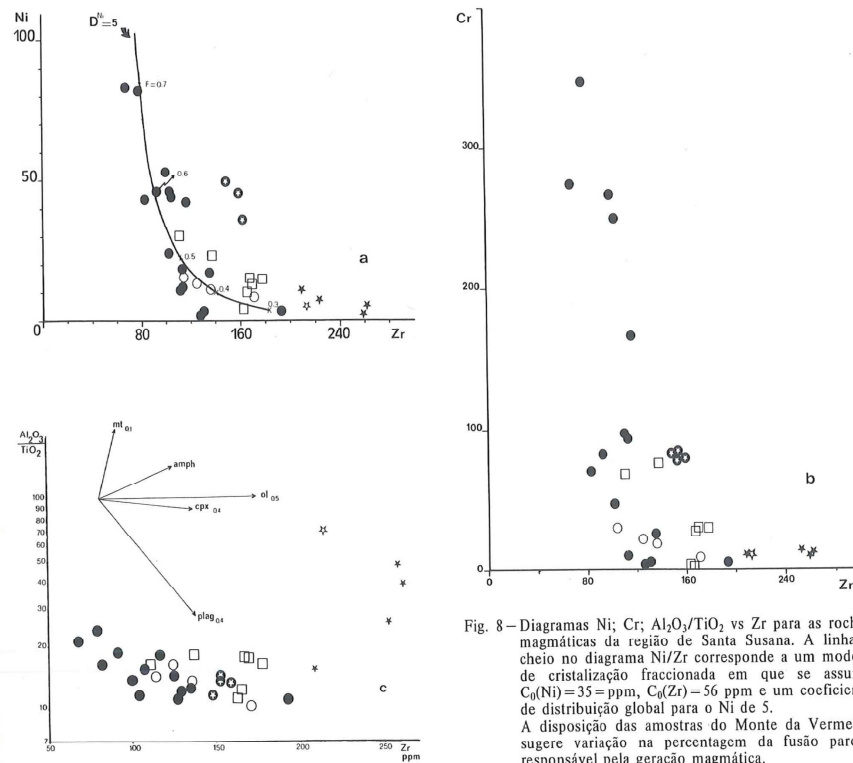


Fig. 8 - Diagramas Ni; Cr; Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/TiO<sub>2</sub> vs Zr para as rochas magmáticas da região de Santa Susana. A linha a cheio no diagrama Ni/Zr corresponde a um modelo de cristalização fraccionada em que se assume C<sub>0</sub>(Ni) = 35 ppm, C<sub>0</sub>(Zr) = 56 ppm e um coeficiente de distribuição global para o Ni de 5. A disposição das amostras do Monte da Vermelha sugere variação na percentagem da fusão parcial responsável pela geração magmática.

orogénicas. Por outro lado, estima-se que grandes quantidades de sedimentos são carreadas para o manto durante os processos de subducção (1 a 1,4 km<sup>3</sup>/ano; HILDE, 1983; ALLÉGRE & JAUPART, 1985) o que poderia contribuir para acentuar tais características e explicar certas assinaturas isotópicas destas rochas (HAWKSWORTH, 1982; FYFE, 1982; 1983; WHITE & PATCHETT, 1984; PECCE-RILLO, 1985; Von DRACHT *et al.*, 1986).

Para além do exposto, as mais baixas concentrações em elementos de grande potencial iónico dos magmas orogénicos, relativamente aos anorogénicos, têm sido explicadas pela conjugação dos seguintes factores: 1) presença no manto, ainda que em pequena quantidade, de fases residuais como o rútilo, esfena e zircão (e.g. SAUNDERS *et al.*, 1980; BRIQUEU *et al.*, 1984); 2) um mais alto

grau de fusão parcial (e.g. PEARCE & NORRY, 1979; PEARCE, 1982); 3) fusão de um manto já empobrecido por anteriores episódios de extracção magmática (e.g. GREEN, 1973; 1982). Qualquer destes três factores é, tal como os anteriores, facilitado pela presença de água que caracteriza as fontes mantélicas orogénicas. Assim, enquanto que tais fases residuais seriam estabilizadas pelas altas fugacidades de oxigénio (1), os maiores graus de fusão (2) de um manto mais refractário (3) seriam favorecidos pela presença de água que faria baixar as temperaturas «solidus» do manto.

Considerando o carácter empobrecido em elementos de alto potencial iónico, resultantes do conjunto de factores acima referidos, e os maiores graus de fusão parcial que originam os magmas orogénicos, relativamente aos anorogénicos, não



espanta que a utilização conjunta de elementos de alto potencial iónico e compatíveis tenha sido ensaiada com sucesso na identificação de rochas orogénicas antigas, onde a utilização dos elementos litófilos têm um interesse reduzido.

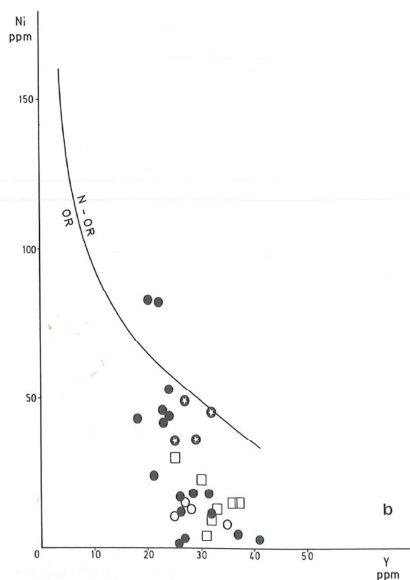
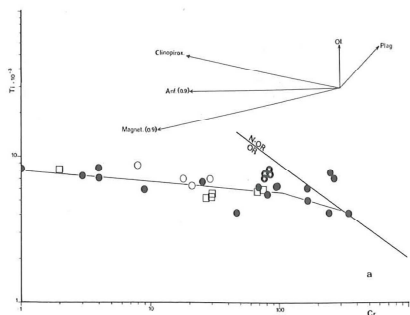


Fig. 9—Diagrama Ti/Cr (PEARCE, 1975); Ni/Y (CRAWFORD & KEAYS, 1978) para a distinção entre as rochas orogénicas (OR) e não orogénicas (N-OR) aplicada às rochas básicas e intermédio-básicas da região de Santa Susana. Nos vectores da figura 9a, excepto quando indicado, foi utilizado um valor de  $F=0.5$ . Veja-se S. CAPEDELLI *et al.*, (1980) para outro limite composicional no diagrama Ni/Y.

Pela utilização desses diagramas que apresentamos na (fig. 9) é bem marcado o carácter orogénico das rochas vulcânicas de Santa Susana, situação para que já apontava o quimismo calco-alcalino e que a composição das clinopiroxenas relíquia nas rochas doleríticas confirma.

J. PEARCE (1983) chamou a atenção para as diferenças existentes entre basaltos orogénicos formados em ambiente oceânico e continental; estes apresentam concentrações em Nb, Zr, e Ti mais altas. Considerando estas diferenças e que o Y, pelo seu alto potencial iónico e por ser compatível com as mineralogias residuais mantélicas, não participa nos processos que causam enriquecimento ou empobrecimento das fontes, J. PEARCE (1983) propôs o diagrama Zr/Y vs Zr (fig. 10) como um discriminante efectivo entre rochas orogénicas formadas em margens continentais ou em arcos insulares. As altas razões Zr/Y que caracterizam as rochas de Santa Susana confirmam a ambiência continental que os dados de campo já pareciam indicar.

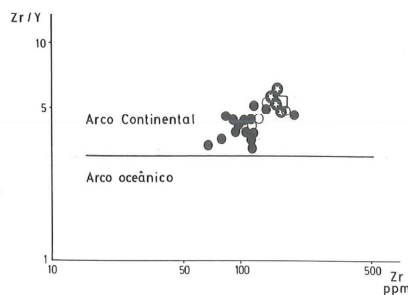


Fig. 10—Relações Zr/Y vs Zr para os termos menos fracionados. Campos composicionais segundo J. PEARCE (1983).

De modo conclusivo poderemos, portanto, afirmar que o magmatismo da região de Santa Susana apresenta características continentais orogénicas de afinidades calco-alcalinas.

## DISCUSSÃO

O carácter orogénico do magmatismo na região de Santa Susana já anteriormente tinha sido posto em evidência (SANTOS *et al.*, 1985), tendo a mode-

lação geodinâmica sido então elaborada com base no pressuposto de que o vulcanismo dataria do Namuriano (veja-se GONÇALVES, 1983; MATA & MUNHÁ, 1986a). No entanto, o melhor conhecimento etário que se tem actualmente do vulcanismo (CUNHA *et al.*, em imp.) justifica o reequacionamento do problema.

Dados paleomagnéticos (PERROUD *et al.*, 1984; 1985) e petrológicos (MATA & MUNHÁ, 1985; 1986b) indicam que a Zona de Ossa-Morena terá evoluído em regime distensivo no espaço de tempo compreendido entre o Câmbrio inferior e o Silúrico situação que se terá invertido a partir do Givetiano (RIBEIRO *et al.*, 1983). Esta transição de regime distensivo a compressivo e a subsequente evolução do Ramo S da cadeia varisca, tem sido explicada fazendo apelo à actuação de variadas zonas de subducção de orientação diversa (veja-se BARD, 1971; CARVALHO, 1971; 1976; BARD *et al.*, 1973; 1980; VEGAS & MUÑOZ, 1976; VEGAS, 1981; RIBEIRO *et al.*, 1983; RIBEIRO & SILVA, 1983).

Embora o carácter químico do magmatismo na região de Santa Susana aponte indubitavelmente para a sua relação com o funcionamento de uma zona de subducção durante a orogenia hercínica, a contemporaneidade dos eventos não pode ser claramente estabelecida uma vez que, como realça J. ZHOU (1985) é vulgar, em cadeias orogénicas recentes, que o magmatismo calco-alcalino se continue a manifestar mesmo após a colisão que culmina os episódios de subducção. Tal facto torna difícil a correlação entre a actividade magmática em Santa Susana e as hipotéticas zonas de subducção, podendo colocar-se várias alternativas.

A hipótese anteriormente (SANTOS *et al.*, 1985) aventada de que o magmatismo orogénico de Santa Susana pudesse estar relacionado com o fecho da bacia Sul-Portuguesa, onde o vulcanismo apresenta características de bacia-marginal (MUNHÁ, 1979; 1983; FLOYD, 1982), deve ser abandonada. De facto, o fecho da referida bacia inicia-se após o Viséano (RIBEIRO & SILVA, 1983) numa altura em que a julgar pelos dados de (CUNHA *et al.*, em imp.), já teria ocorrido vulcanismo na região de Santa Susana.

A. RIBEIRO *et al.* (1983) consideraram que a tectonização givetiana da zona de Ossa-Morena pudesse ser o resultado da subducção do Prototethys (PERROUD *et al.*, 1984; 1985) sob a referida zona, processo que teria culminado no Car-

bónico inferior com a colisão continental, cuja sutura estaria materializada pelo cisalhamento de Tomar-Badajoz-Cordoba (BURG *et al.*, 1981). Assim sendo, poder-se-ia considerar que o magmatismo da região de Santa Susana fosse uma consequência do referido processo de subducção (MATA & MUNHÁ, 1986a). Como alternativa a este modelo J. MATA & J. MUNHÁ (1986a) propuseram que o vulcanismo de Santa Susana pudesse estar relacionado com o fecho do oceano (bacia marginal?) que, actualmente é representado pelo ofiolito de Beja-Acebuches (MUNHÁ *et al.*, 1986), o qual teria sofrido obducção anteriormente à deposição da sequência flyschóide de Santa Iria (provavelmente de idade Devónico superior, veja-se OLIVEIRA *et al.*, 1986). Esta hipótese parece-nos, actualmente, mais plausível, em especial, se considerarmos a falta de evidência geológica para a ocorrência de oceanização generalizada na região de fronteira entre as zonas de Ossa-Morena e Centro-Ibérico. No entanto, numerosos problemas subsistem ainda. De facto, se as relações cronológicas entre a obducção do ofiolito (ante-Devónico superior) e a actividade magmática orogénica de Santa Susana (Turnaciano superior) são possíveis de explicar recorrendo a uma colisão oblíqua entre as «zonas» Sul-Portuguesa e Ossa-Morena (implicando subducção mais tardia a NW), como se interpretaria, neste quadro, a assinatura geoquímica do ofiolito de Beja-Acebuches que é característica de uma bacia marginal pós-arco (MUNHÁ *et al.*, 1986)? Representarão os gabros de Beja o complexo plutónico, alcóctone, do arco frontal?

No presente momento uma opção «final» afigura-se-nos exercício arriscado, dependendo o melhor esclarecimento deste problema da realização de um grande esforço interdisciplinar com vista ao melhor conhecimento da geologia do contacto entre as zonas Sul-Portuguesa e Ossa-Morena.

## AGRADECIMENTOS

O presente trabalho foi financiado pelo INIC através do projecto de investigação «MODELOS GEODINÁMICOS» e da Linha 4 (REGIMES MAGMÁTICO E METAMÓRFICO DA ZONA DE OSSA-MORENA) do Centro de Geologia da FCUL.

Os autores agradecem ao Director dos Serviços Geológicos de Portugal as facilidades concedidas para a utilização dos seus laboratórios e

aos técnicos, Eng.<sup>3</sup> T. Miranda (Serviços Geológicos de Portugal), M. R. Baiões (FCUL) e H. Borges (FCUL) auxílio prestado na realização das análises químicas.

Numerosas discussões com o Professor A. Ribeiro, C. Quesada, V. Oliveira e J. T. Oliveira foram instrumentais no desenvolvimento das ideias expostas, embora, como é óbvio, os erros e omissões sejam de exclusiva responsabilidade dos autores.

#### REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ALDERTON, D. H. M., PEARCE, J. A. & POTTS, P. J. (1980) — Rare earth element mobility during granite alteration: evidence from Southwest England. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 49: 149-165.
- ALLEGRE, C. J. & JAUPART, C. (1985) — Continental tectonics and continental kinetics. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 74: 171-186.
- ALLEGRE, C. J., TREUIL, M., MINSTER, J., MINSTER, B. & ALBARÈDE, F. (1977) — Systematic use of trace element in igneous process. Part I: fractional crystallization process in volcanic suites. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 60: 57-75.
- ANDERSON, R. N., DELONG, S. E. & SCHWARZ, W. M. (1978) — Thermal model for subduction with dehydration in the downgoing slab. *J. Geol.*, 86: 731-739.
- ANDRADE, A. A. S. (1983) — Contribution à l'analyse de la suture hercynienne de Beja (Portugal), perspectives Métallogéniques. *Tese (INPL, Nancy)*: 137 pp.
- ANDRADE, A. A. S., PINTO, A. F. F. & CONDE, L. E. N. (1976) — Sur la géologie du massif de Beja: observations sur la transversal d'Odivelas. *Commun. Serv. Geol. Portugal*, Lisboa, 60: 171-202.
- ANDREWS, A. J. & FYFE, N. S. (1975) — Metamorphism and massive sulphide generation in oceanic crust. *Geosci. Can.*, 3: 84-94.
- AUCHAPT, A., DUPUY, C., DOSTAL, J. & KANIKA, M. (1987) — Geochemistry and petrogenesis of rift-related volcanic rocks from South Kivu (Zaire). *J. Volc. Geother. Res.*, 31: 33-46.
- BARD, J. P. (1971) — Sur l'alternance des zones métamorphiques et granitiques dans le segment hercynien Sud-Ibérique: comparaison de la variabilité des caractères géotectoniques de ces zones avec les orogènes «orthotoleoniques». *Bol. Geol. Min. España, Madrid*, 82: 321-345.
- BARD, J. P., BURG, J. P., MATTE, Ph. & RIBEIRO, A. (1980) — La chaîne hercynienne d'Europe occidentale en termes de tectonique des plaques. *In: Geol. De L'Europe du Précambrien aux Bassins Sédimentaires Post-Hercyniennes. 26 Congress Geologique Internationale*, Paris, C6: 233-246.
- BARD, J. P., CAPDEVILA, R., MATTE, Ph. & RIBEIRO, A. (1973) — Geotectonic model for the Iberian variscan orogen. *Nat. Phys. Sci.*, 241: 50-52.
- BRIQUEU, L., BOUGAULT, H. & JORON, J. L. (1984) — Quantification of Nb, Ta, Ti, and V anomalies in magmas associated with subduction zones: petrogenetic implications. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 68: 297-308.
- BURG, J. P., IGLESIAS, M., LAURENT, Ph., MATTE, Ph. & RIBEIRO, A. (1981) — Variscan intracontinental deformation: the Coimbra-Cordoba shear zone (SW Iberian Peninsula). *Tectonophysics*, 78: 161-177.
- CAPEDEI, S., VENTURELLI, G., BOCCHI, G., DOSTAL, J., GARUTI, G. & ROSSI, A. (1980) — The geochemistry and petrogenesis of an ophiolitic sequence from Pindos, Greece. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 74: 189-200.
- CARVALHO, D. (1971) — The metallogenic consequences of plate tectonics and the upper Paleozoic evolution of Southern Portugal. *Est. Not. Trab. Serv. Fom. Min.*, 20: 297-320.
- (1976) — Considerações sobre o vulcanismo de Ceral — Odemira — suas relações com a faixa pirítica. *Commun. Serv. Geol. Portugal*, Lisboa, 60: 215-238.
- COELHO, A. V., PINTO, ABRANCHES, C. & CANILIO, M. H. (1986) — O Pórfiro dacítico de Valverde (Alcácer do Sal): Idade Rb-Sr e suas Implicações. *Ciências da Terra*, 8: 65-72.
- CONDE, L. E. N. & ANDRADE, A. A. S. (1974) — Sur la Faune Méso et/ou Néodévonienne des calcaires du Monte das Cortes, Odivelas (massif de Beja). *Mem. Not. Univ. Coimbra*, 78: 141-146.
- CRAWFORD, A. J. & KEAYS, R. R. (1978) — Cambrian Greens-tone Belts in Victoria: marginal Sea Crust slices in Lachlan fold belt of Southern Australia. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 41: 197-208.
- DICKIN, A. P. & JONES, N. W. (1983) — Relative elemental mobility during hydrothermal alteration of a basic sill, Isle of Skye, N. W. Scotland. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 82: 147-153.
- DIXON, T. H. & BATIZA, R. (1979) — Petrology and Chemistry of recent lavas in the Northern Marianas; implications for the origin of island arc basalts. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 70: 167-181.
- DOMINGOS, L. C. G., FREIRE, J. L. S., SILVA, F. G., GONÇALVES, F., PEREIRA, E. & RIBEIRO, A. (1983) — The structure of the intramontane upper Carboniferous basins in Portugal. *Mem. Serv. Geol. Portugal*, Lisboa, 29: 187-194.
- DRACH, V., von MARSH, B. D. & WASSERBURG, G. J. (1986) — Nd and Sr isotopes in Aleutians: multicomponent parenthood of island-arc magmas. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 92: 13-34.
- EWART, A. (1982) — The mineralogy and petrology of tertiary-recent orogenic volcanic rocks: with special reference to the andesite-basaltic compositional range. *In: Andesites: Orogenic Andesites and related rocks* (R. S. THORPE, ed): 25-95, Wiley.
- FLOYD, P. A. (1982) — Chemical variation in hercynian basalts relative to plate tectonics. *J. Geol. Soc. London*, 139: 505-520.
- FLOYD, P. A. & WINCHESTER, J. A. (1975) — Magma type and tectonic discrimination using immobile elements. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 27: 211-218.
- FYFE, W. S. (1982) — Andesites — product of geosphere mixing. *In: Andesites: Orogenic andesites and related rocks* (R. S. THORPE, ed.): 663-667, Wiley.
- (1983) — Subduction and the geochemical cycle. *Tectonophysics*, 92: 271-277.
- GARCIA, M. O. (1978) — Criteria for the identification of the ancient volcanic arcs. *Earth-Sci. Rev.*, 14: 147-165.
- GILL, J. (1981) — Orogenic andesites and plate tectonics. Springer Verlag, 390 pp.
- GILLULY, J. (1971) — Plate tectonics and magmatic evolution. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 82: 2383-2396.
- GONÇALVES, F. (1983) — Formações precâmblicas e do Paleozóico superior do flanco meridional do anticlinório de Évora-Moura. *Commun. Serv. Geol. Portugal*, Lisboa, 69: 269-273.
- (1984/85) — Contribuição para o conhecimento geológico do Complexo Vulcano-Sedimentar da Toca da Moura (Alcácer-do-Sal). *Mem. Acad. Ciências de Lisboa*, 26: 263-267.
- GREEN, D. H. (1973) — Experimental melting studies on a model upper mantle composition at high pressure under water saturated and water-undersaturated conditions. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 19: 37-53.
- GREEN, T. H. (1982) — Anatexis of mafic crust and high pressure crystallization of andesite. *In: Andesites: Orogenic andesites and related rocks* (R. S. THORPE, ed.): 465-487, Wiley.
- HAJASH, A. (1984) — Rare Earth element abundances and distribution patterns in hydrothermally altered basalts: experimental results. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 85: 409-412.
- HAWKESWORTH, C. J. (1982) — Isotope characteristics of magmas erupted along destructive plate margins. *In: Andesites: Orogenic andesites and related rocks* (R. S. THORPE, ed.): 549-571, Wiley.
- HILDE, T. W. C. (1983) — Sediment subduction versus accretion around the Pacific. *Tectonophysics*, 99: 381-397.
- IGLESIAS, M. & RIBEIRO, A. (1981) — Zones de cisaillement ductile dans l'arc Ibéro-Armoricain. *Commun. Serv. Geol. Portugal*, Lisboa, 67: 85-87.
- LE BAS, (1962) — The role of aluminium in igneous clinopyroxenes with relation to their parentage. *Am. J. Sci.*, 260: 267-288.
- LE ROEX, A. P., DICK, H. J. B., REID, A. M., FREY, F. A. & ERLANK, A. J. (1985) — Petrology and geochemistry of basalts from the American-Antarctic ridge, Southern ocean: implications for the westward influence of the Bouvet mantle plume. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 90: 367-380.
- LETERIER, J., MAURY, R. C., THONON, P., GIRARD, D. & MARCHAL, M. (1982) — Clinopyroxene composition as a method of identification of magmatic affinities of paleo-volcanic series. *Earth. Planet. Sci. Lett.*, 59: 139-154.
- LISTER, C. R. B. (1972) — On the thermal balance of a mid-ocean ridge. *Geophys. J. Roy. Astron. Soc.*, 26: 515-535.
- LOTZE, P. (1945) — Zur gliederung der varisziden der Iberisch-Meseta. *Geotkt. Forsch.*, 6: 78-92.
- MACDONALD, G. A. (1960) — Dissimilarity of continental and oceanic rock types. *J. Petrol.*, 1: 172-177.
- MANN, A. C. (1983) — Trace element geochemistry of high-alumina basalt-andesite-dacite-rhyodacite lavas of the main volcanic series of Santorini volcano, Greece. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 84: 43-57.
- MARTIN, R. F. & PIWINSKII, A. J. (1972) — Magmatism and tectonic settings. *J. Geophys. Res.*, 77: 4966-4975.
- MASUDA, Y. & AOKI, K. (1979) — Two types of island arc tholeiite in Japan. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 39: 298-302.
- MATA, J. & MUNHÁ, J. (1985) — Geochemistry of mafic meta-volcanic rocks from the Estremoz region (South-Central Portugal). *Commun. Serv. Geol. Portugal*, Lisboa, 71: 175-185.
- (1986a) — Tectonic setting of magmatic activity in the southern branch of the Iberian hercynian chain. *Maleo*, 2 (13): 28.
- (1986b) — Geochemistry of cambrian meta-volcanic rocks from the Cordoba-Elvas domain (Ossa-Morena Zone). *Maleo*, 2 (13): 27.
- MAURY, A. C., BROUSSE, R., VILLEMANT, B., JORON, J., JAFREZIC, H. & TREUIL, M. (1980) — Crystallisation fractionnée d'un magma basaltique alcalin: la série de la Chaîne des Puys (massif central, France), I. *Pétrologie. Bull. Minéral.*, 103: 250-266.
- MINSTER, J. F., MINSTER, J. B., TREUIL, M. & ALLEGRE, J. (1977) — Systematic use of trace elements in igneous processes. Part II. Inverse problem of the fractional crystallization processes in volcanic suites. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 61: 49-77.
- MIRANDA, T. L. (1983) — Determinação de elementos maiores em rochas silicatadas. *Relatório interno S. G. P.*, 1/83: 23 pp.
- MIYASHIRO, A. (1974) — Volcanic rock series in island arcs and active continental margins. *Am. J. Sci.*, 274: 321-355.
- MIYASHIRO, A. & SHIDO, F. (1975) — Tholeiitic and calc-alkalic series in relation to the behaviours of titanium, vanadium, chromium, and nickel. *Am. J. Sci.*, 275: 265-277.
- MUNHÁ, J. (1979) — Blue amphiboles, metamorphic regime and plate tectonic modelling in the Iberian Pyrite Belt. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 69: 279-289.
- (1983) — Hercynian magmatism in the Iberian Pyrite Belt. *Mem. Serv. Geol. Portugal*, Lisboa, 29: 39-81.
- MUNHÁ, J., OLIVEIRA, J. T., RIBEIRO, A., OLIVEIRA, V., QUESADA, C. & KERRICH, R. (1986) — Beja-Acebuches ophiolite: characterization and geodynamic significance. *Maleo*, 2 (13): 31.
- MYSEN, B. O. (1982) — The role of mantle anatexis. *In: Andesites: Orogenic andesites and related rocks* (R. S. THORPE, ed): 489-522, Wiley.
- NOBLE, D. C. (1972) — Some observations on the cenozoic volcano-tectonic evolution of the Great Basin, Western United States. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 17: 142-150.
- NORTON, D. & KNIGHT, J. (1977) — Transport phenomena in hydrothermal systems: cooling plutons. *Am. J. Sci.*, 277: 937-981.
- OLIVEIRA, J. T., CUNHA, T., STREEL, M. & VANGUASTAINE, M. (1986) — Dating the Horta da Torre formation, a new lithostratigraphic unit of the Ferreira-Ficalho group, South Portuguese Zone: geological consequences. *Commun. Serv. Geol. Portugal*, Lisboa, 72 (1/2): 129-135.
- PEARCE, J. A. (1975) — Basalt geochemistry used to investigate past tectonic environments on Cyprus. *Tectonophysics*, 25: 41-67.
- (1980) — Geochemical evidence for the genesis and eruptive setting of lavas from Ithyon ophiolites. *In: Ophiolites* (Panayiotou, ed). *Proc. Int. ophiolite symposium* (Cyprus, 1979) — The Geological Survey of Cyprus, Nicosia: 261-272.
- (1982) — Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundary. *In: Andesites: Orogenic andesites and related rocks* (R. S. THORPE, ed.): 525-548, Wiley.
- (1983) — Role of the sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins. *In: Continental Basalts and the Mantle Xenoliths* (C. J. HAWKESWORTH e M. J. NORRIS, eds.): 230-249.
- PEARCE, J. A. & CANN, J. R. (1973) — Tectonic Setting of Basic Volcanic Rocks Determined Using Trace Elements Analyses. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 19: 290-300.
- PEARCE, J. A. & NORRIS, M. J. (1979) — Petrogenetic Implications of Ti, Zr, Y and Nb Variations in Volcanic Rocks. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 69: 33-47.
- PEARCE, J. A., LIPPARD, S. J. & ROBERTS, S. (1984) — Characteristics and Tectonic significance of Supra-subduction zone Ophiolites. *In: Marginal Basin Geology: Volcanic and associated Sedimentary And Tectonic Process in Modern and Ancient marginal Basins* (B. P. KOKELAAR e M. F. HOWELLS, eds): 77-94, Blackwell.
- PECCERILLO, A. (1985) — Roman Comagmatic province (Central Italy): Evidence for Subduction — Related Magma Genesis. *Geology*, 13: 103-106.
- PERROUD, M., BONHOMMET, N. & RIBEIRO, A. (1985) — Paleomagnetism of late Paleozoic Igneous Rocks From Southern Portugal. *Geophys. Res. Lett.*, 12: 45-48.

- PERROUD, H., VAN der VOO, R. & BONHOMMET, N. (1984) — Paleozoic Evolution of the Armo Plate on the Basis of Paleomagnetic data. *Geology*, 12: 579-582.
- POLDERVAART, A. & HESS, H. (1951) — Pyroxenes in the crystallization of Basaltic Magma. *J. Geology*, 59: 472-479.
- PRESTVIK, T. (1982) — Basic Volcanic Rocks and Tectonic Setting. A Discussion of the Zr-Ti-Y Discrimination Diagram and Suitability for Classification Purposes. *Lithos*, 15: 241-247.
- RIBEIRO, A. & SILVA, J. B. (1983) — Structure of the South Portuguese Zone. *Mem. Serv. Geol. Portugal*, 29: 84-89.
- RIBEIRO, A., IGLÉSIAS, A., RIBEIRO, M. L. & PEREIRA, E. (1983) — Modèle Géodynamique des Hercynides Ibériques. *Comun. Serv. Geol. Portugal*, Lisboa, 69: 291-293.
- SANTOS, J. F. H. P., MATA, J., GONÇALVES, F. & MUNHÁ, J. (1985) — Hercynian Magmatism in the Santa Susana Region (Alcácer do Sal, South Portugal): identification of a Carboniferous convergent Plate Margin in the Southern Branch of the Iberian Hercynian Chain. *VII Reunião do Grupo de Ossa - Morena (Vilafranca de Los Barros)*.
- SAUNDERS, A. D. & TARNEY, J. (1979) — The Geochemistry of Basalts from Back-Arc Spreading centre in East Scotia Sea. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 43: 555-572.
- (1984) — Geochemical Characteristics of Basaltic Volcanism Within Back-Arc Basins. In: Marginal Basin Geology: Volcanic and Associated Sedimentary and Tectonic Processes in Modern and Ancient Marginal Basins (B. P. KOEHLAAR e M. F. HOWELLS, eds.): 59-761, Blackwell.
- SAUNDERS, A. D., TARNEY, J. & WEAVER, S. D. (1980) — Transverse Geochemical Variations Across the Antarctic Peninsula: Implications for the Genesis of Calc-Alkaline Magmas. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 46: 344-360.
- SMITH, R. E. & SMITH, S. E. (1976) — Comments on the Use of Ti, Zr, Y, Sr, K, P and Nb in Classification of Basaltic Magmas. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 32: 114-120.
- SUN, S. (1982) — Chemical Composition And Origin of Earth's Primitive Mantle. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 46: 179-192.
- SUN, S. & NESBITT, R. W. (1977) — Chemical Heterogeneity of the Archaean, Mantle Composition Of Earth and Mantle Evolution. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 35: 429-448.
- TEIXEIRA, C. (1945) — O Antracólítico Continental Português (Estratigrafia-Tectónica). *Bol. Soc. Geol. Portugal*, 5: 1-139.
- TRACY, R. J. & ROBINSON, P. (1977) — Zoned Titanian Augite in Alkali Olivine Basalt From Tahiti and The Nature of Titanium Substitutions in Augite. *Am. Mineral.*, 62: 634-645.
- TREUIL, M. & VARET, J. (1973) — Critères Volcanologiques, Pétrologiques et Géochimiques de la Genèse et de la Différenciation des Magmas Basaltiques: Exemple de L'Afar. *Bull. Soc. Geol. France*, 15: 506-540.
- VEGAS, R. (1981) — Carboniferous Subduction Complex in the South Portuguese Zone Coeval With Basement Reactivation and Uplift in the Iberian Massif. *Leidse Geol. Meded.*, 52: 109-116.
- VEGAS, R. & MUÑOZ, M. (1976) — El Contacto entre las zonas Surportuguesa y Ossa-Morena en el SW de España. Una Nueva Interpretación. *Comun. Serv. Geol. Portugal*, Lisboa, 60: 31-51.
- WHITE, W. N. & PATCHETT, J. (1984) — Hf-Nd-Sr Isotopes and Incompatible Element Abundances in Island Arcs: Implications For Magma origin and Crust-Mantle Evolution. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 67: 167-185.
- WINCHESTER, J. A. & FLOYD, P. A. (1977) — Geochemical Discrimination of Different Magma Series and Their Differentiation Products Using Immobile elements. *Chem. Geol.*, 20: 325-343.
- WOOD, D. A., JORON, J. L. & TREUIL, M. (1979b) — A Re-appraisal of the use of trace elements to classify and discriminate between magma series erupted in different tectonic settings. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 45: 326-336.
- WOOD, D. A., JORON, J., TREUIL, M., NORRY, M. & TARNEY, J. (1979a) — Elemental and Sr Isotope variations in basic lavas from iceland and the surrounding Ocean Floors. The nature of Mantle Source Inhomogeneities. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 70: 319-339.
- WOOD, D. A., TARNEY, J. & WEAVER, B. L. (1981) — Trace element variations in Atlantic Ocean Basalts and Proterozoic Dykes from Northwest Scotland: Their Bearing upon the nature And Geochemical Evolution of the Upper Mantle. *Tectonophysics*, 75: 91-112.
- YAMAMOTO, M. (1984) — Origin of Calc-Alkaline Andesite from Oshima — Oshima Volcano, North Japan. *Jour. Fac. Sci. Hokkaido Univ.*, 21: 77-131.
- YOSHIDA, T. & AOKI, K. (1984) — Geochemistry of Major and Trace Elements in the Quaternary Volcanic Rocks from Northeast Honshu, Japan. *Sci. Rep. Tohoku Univ.*, 16: 1-34.
- ZHOU, J. (1985) — The Timing of Calc-Alkaline Magmatism in Parts of the Alpine-Himalayan zone and its relevance to the interpretation of Caledonian Magmatism. *J. Geol. Soc. London*, 142: 309-317.