

GARCIA DE ORTA

SÉRIE DE GEOLOGIA

VOL. 3 • N.º 1 e 2 • 1979



REVISTA DA
JUNTA DE INVESTIGAÇÕES CIENTÍFICAS DO ULTRAMAR

L I S B O A

Sala

Est.

Tab.

N.º

JUNTA DE INVESTIGAÇÕES CIENTÍFICAS DO ULTRAMAR

GARCIA DE ORTA

SÉRIE DE GEOLOGIA

Vol. 3 • N.ºs 1 e 2 • 1979

CORPO EDITORIAL

M. MONTEIRO MARQUES
A. SERRALHEIRO
L. CELESTINO SILVA

Preço de cada número 50\$00

Os pedidos de assinatura, ou de número avulso, devem ser dirigidos ao Serviço de Publicações da
JUNTA DE INVESTIGAÇÕES CIENTÍFICAS DO ULTRAMAR, Rua da Junqueira, 86
1300 LISBOA

Lateritos das ilhas de S. Tomé e do Príncipe. Algumas hipóteses acerca da sua génese

M. MONTEIRO MARQUES

Centro de Estudos de Pedologia Tropical — Junta de Investigações Científicas do Ultramar

A. F. A. SANCHES FURTADO

Centro de Estudos de Pedologia Tropical — Junta de Investigações Científicas do Ultramar

(Recebido em 12-X-1978)

Chama-se a atenção para o facto de em territórios de tão reduzida área, como são as ilhas de S. Tomé e do Príncipe (golfo da Guiné), se observarem, nomeadamente no litoral, formações de lateritos com espessuras apreciáveis e apresentando-se, na generalidade, encouraçados. As jazidas mais baixas são, sem dúvida, constituídas pela recimentação de cascalheiras lateríticas vindas de (ou do) níveis superiores. Os estudos químico e mineralógico mostram que os óxidos de ferro e a caulinite são os constituintes fundamentais. Finalmente, tecem-se algumas considerações geomorfológicas que parecem contribuir para o esclarecimento da génese dos lateritos e para a evolução da linha de costa actual.

On attire l'attention sur l'existence de puissants gîtes de latérites, notamment dans le litoral, souvent cuirassés dans les petits territoires qui sont les îles de S. Tomé et du Príncipe (golfe de Guinée). Les gîtes inférieurs sont, sans doute, originés pour la recimentation d'éboulis de latérites rémaniés. Les études chimique et minéralogique effectuées sur 14 échantillons montrent que les oxydes de fer et la Kaolinite sont les composants fondamentaux. Enfin, ont fait quelques considérations géomorphologiques qui peuvent donner une contribution pour la connaissance de la génèse des latérites de S. Tomé et du Príncipe et pour l'étude de la ligne de côte actuelle.

INTRODUÇÃO

A República Democrática de S. Tomé e Príncipe (fig. 1) situa-se no golfo da Guiné e insere-se na chamada «Linha Vulcânica dos Camarões», entre cerca de 0° e 1° 40' de latitude N. e entre cerca de 6° 40' e 7° 30' de longitude E. Greenwich. Esta jovem nação é constituída pelas ilhas de S. Tomé (857 km²) e do Príncipe (139 km²).

Tendo as ilhas estruturas vulcânicas semelhantes, existem no entanto certas diferenças do ponto de vista do relevo. Assim, S. Tomé apresenta uma imponente cordilheira vulcânica que

atravessa a ilha de N. N. E. para S. S. W., culminando no Pico a 2024 m de altitude, sendo a encosta ocidental muito mais abrupta do que a oriental e terminando esta por um sopé de largura variável escalonado em patamares, por vezes sub-horizontais, até ao mar (fig. 2; fig. 3, P4, 5, 6 e 7). A ilha do Príncipe mostra duas paisagens totalmente distintas: a metade sul da ilha, com relevo muito acidentado, apresenta grande densidade de aparelhos vulcânicos, a região norte, pelo contrário, é constituída por dois patamares com relevo ondulado suave a muito suave, terminando quase sempre por arribas vigorosas (fig. 3, P8, 9 e 10).



Em ambas as ilhas inserem-se no relevo, movimentado ou não, pequenos cones vulcânicos apresentando formas muito frescas a atestar actividade eruptiva recente (1). Esta hipótese é reforçada, pelo menos para o caso de S. Tomé, pelo facto de existirem ao longo do litoral terraços marinhos baixos bastante deformados e cobertos por mantos lávicos ou por tufos.

Nas ilhas os cursos de água apresentam sempre perfil torrencial, terminando, nalguns casos, por foz alagadiça e pantanosa, como acontece no litoral oriental da ilha de S. Tomé ou na região norte do Príncipe.

A constituição litológica das ilhas de S. Tomé e do Príncipe é muito semelhante (Mendelsohn, 1942; Gageonnet, 1955; Barros, 1960; Teixeira, 1972), sobressaindo as formações de composição basáltica, traquítica e fonolítica (Mendelsohn, 1942; Teixeira, 1972). No entanto, é de notar que, segundo os esboços geológicos elaborados por Mendelsohn (1942), as formações fonolíticas têm maior representatividade na ilha do Príncipe e os basaltos na ilha de S. Tomé. De notar, ainda, que as admiráveis chaminés desnudadas constituem relevos bem destacáveis na paisagem das ilhas, como o Cão Grande, Cão Pequeno, Maria Fernandes, etc., em S. Tomé, e os picos de João Dias Pai, João Dias Filho, etc., no Príncipe.

Os basaltos são em grande parte vesiculares e tudo leva a crer que os derrames lávicos mais recentes são aqueles que entram pelo mar adentro e nos quais se destacam as lavas almofadadas.

No conjunto, são os produtos piroclásticos, que as mais das vezes apresentam grande espessura, que constituem a massa litológica dominante, sendo neles que vieram a evolucionar grande maioria dos solos.

Como vimos, embora a constituição litológica das ilhas seja muito semelhante, há que reter: a) em S. Tomé, entre os rios Abade e Água Tomé, aflora um retalho duma formação sedimentar cretácica (Gageonnet, 1955) — arenitos de Uba-budo — que se admite representar o substrato sedimentar mais antigo da ilha levantado dos fundos submarinos por grandes erupções vulcânicas (2); b) na ilha do Príncipe, perto da cidade de Santo António, existe pequeno afloramento de calcário conquífero miocénico (Vindoboniano —

Silva, 1956), jazendo sobre basalto; c) no litoral de ambas as ilhas aparece, a debruar as praias, uma duna consolidada, de grão grosseiro, com matriz calcária, que, conforme os locais, ou está quase totalmente destruída, como no Príncipe, ou se encontra isolada de terra na altura da preia-mar, como acontece em S. Tomé, nas costas oriental e norte.

De acordo com a classificação climática de Thornthwaite (L. Silva, 1958), existe uma sucessão climática nas ilhas que, de sul para norte, se distribui desde o regime super-húmido até ao regime árido, em S. Tomé, e até ao regime semi-árido, na ilha do Príncipe.

Por outro lado, o factor orográfico é fundamental nas duas ilhas, pois condiciona em grande parte as altas precipitações que ali se verificam.

Desta forma, na ilha de S. Tomé há regimes pluviométricos que variam desde precipitações anuais superiores a 5000 mm, sem quase haver estação seca, até quedas pluviométricas de 500-700 mm, com nítida estação seca de quatro a cinco meses — *gravana* (C. Rodrigues, 1974). Já no Príncipe, embora com regimes pluviométricos inferiores aos máximos de S. Tomé, quase não existe *gravana*.

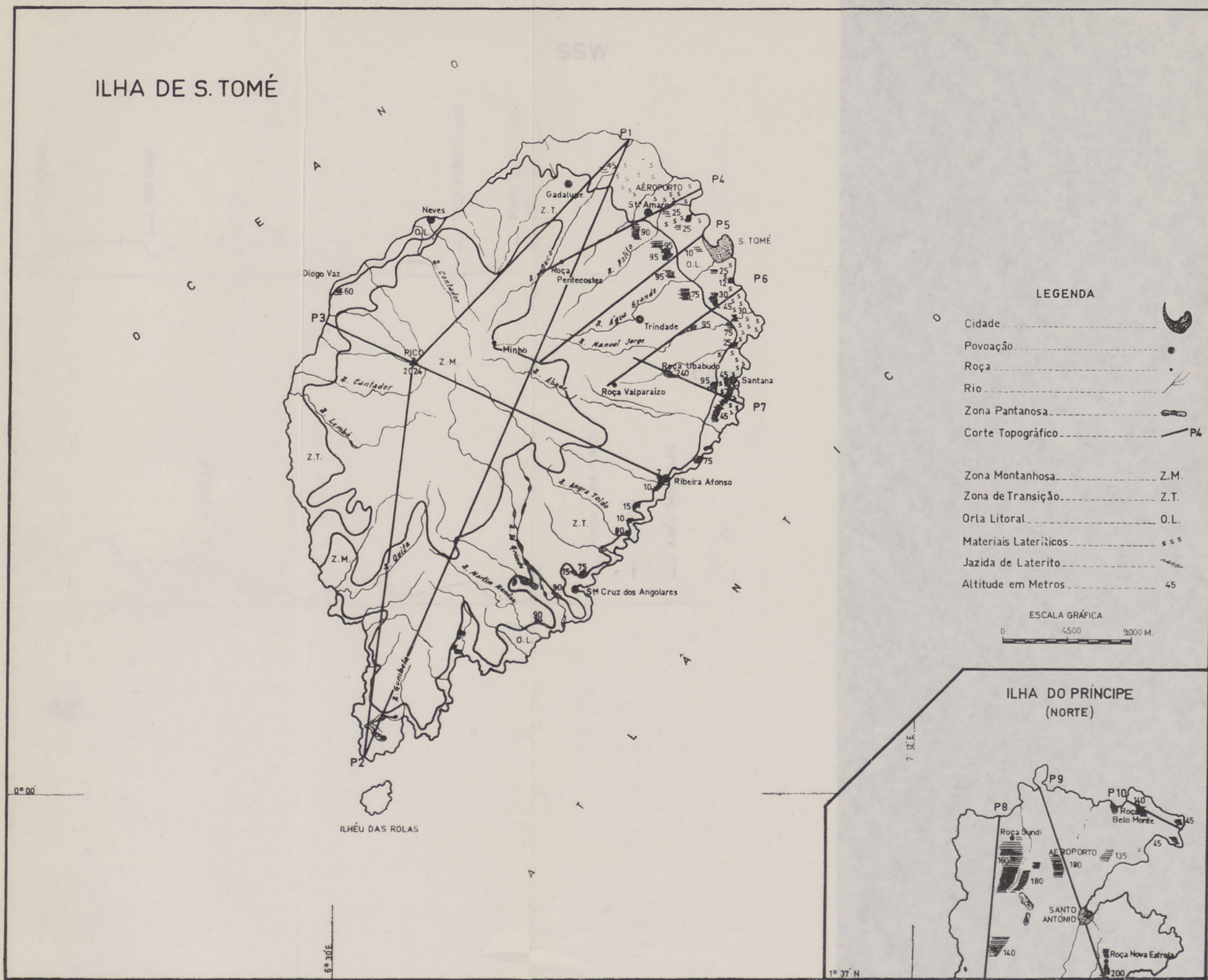
Tanto S. Tomé como o Príncipe apresentam um manto vegetal denso e luxuriante. Podem-se considerar dois tipos de formações constituídas por (Silva, 1958; Cardoso & Garcia, 1962): a) espécies indígenas, como, por exemplo, o ocá (*Ceiba pentandra*), a palmeira dendém (*Elaeis guineensis*), inhame (*Dioscorea* spp.), etc.; b) espécies introduzidas, como o café (*Coffea arábica*), o cacau (*Theobroma cacao*), o coqueiro (*Cocos nucifera*), etc. Por outro lado, da degradação e combinação de espécies indígenas com outras espécies exóticas surgem nas regiões mais inacessíveis ou menos remexidas pelo homem o *Obó* (constituído por formações lenhosas com florestas e matos) e a *capoeira*, constituída por brenhas, matagais e matos. Nas regiões mais planas, litorais — pradarias e prados —, surgem formações herbáceas com predomínio de gramíneas.

Quanto aos solos, a extensão e espessura das formações piroclásticas, a diversidade climática e a dinâmica morfogenética condicionam a existência dos diferentes tipos de solos, os quais se agrupam, na generalidade, em «Solos Paraferalíticos», «Solos Fersialíticos» e «Barros» (Cardoso & Garcia, 1962).

Na ilha de S. Tomé, os Solos Paraferalíticos ocupam cerca de 41 % da área total, os Litossolos

(1) Termo tomado à escala geológica.

(2) É de notar que as mais antigas emissões vulcânicas na África ocidental e equatorial são situadas por diversos autores no princípio do Terciário ou no Cretácio final (Gageonnet, 1955).



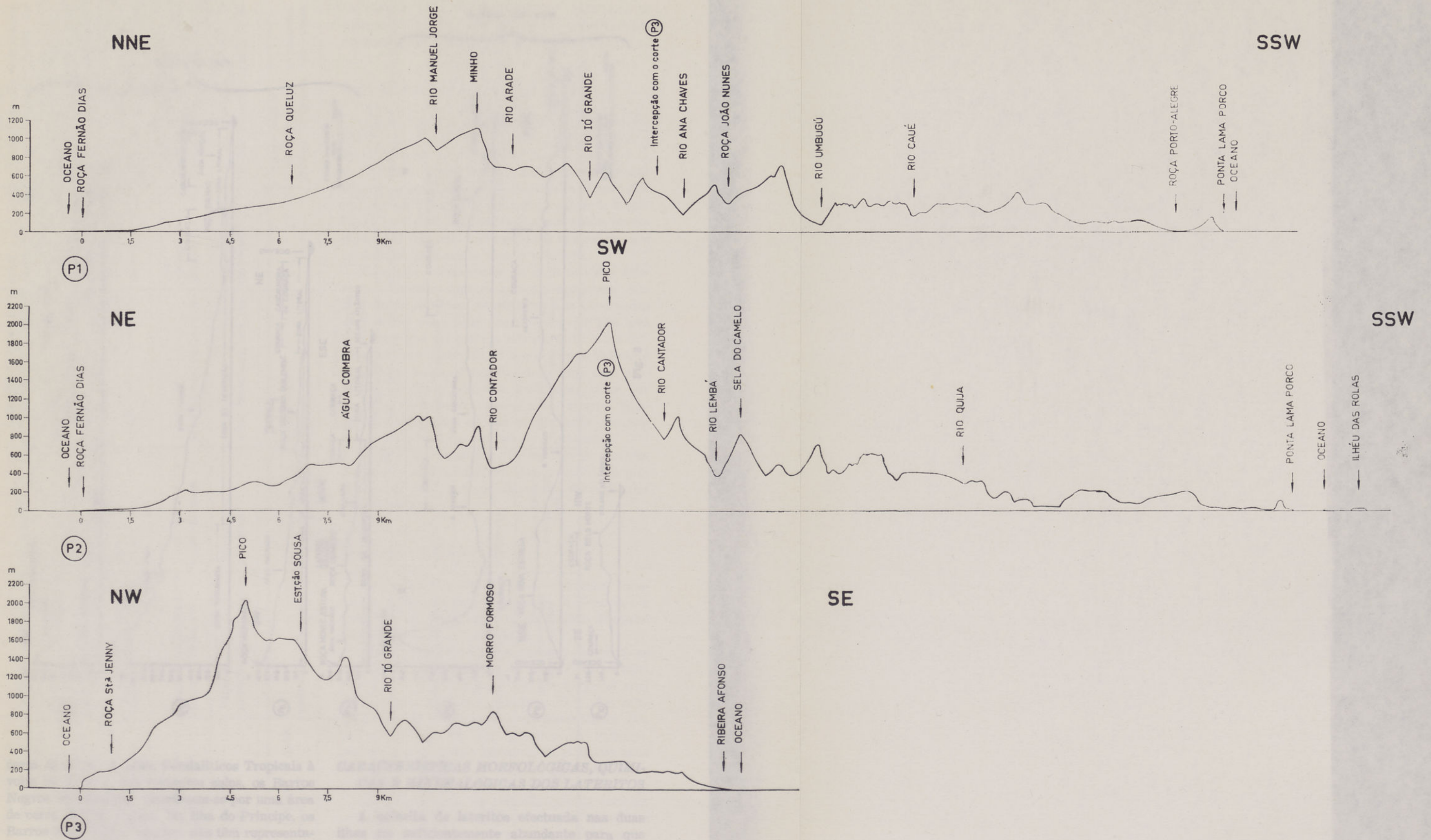


Fig. 2

SSW

— PUNTO DO CAMELO
— OCEANO
— VULV COMBES

SSW

— OCEANO
— VULV COMBES

— PUNTO DO CAMELO
— OCEANO
— VULV COMBES

— PUNTO DO CAMELO
— OCEANO
— VULV COMBES

WN

— PUNTO DO CAMELO
— OCEANO
— VULV COMBES

3

NE

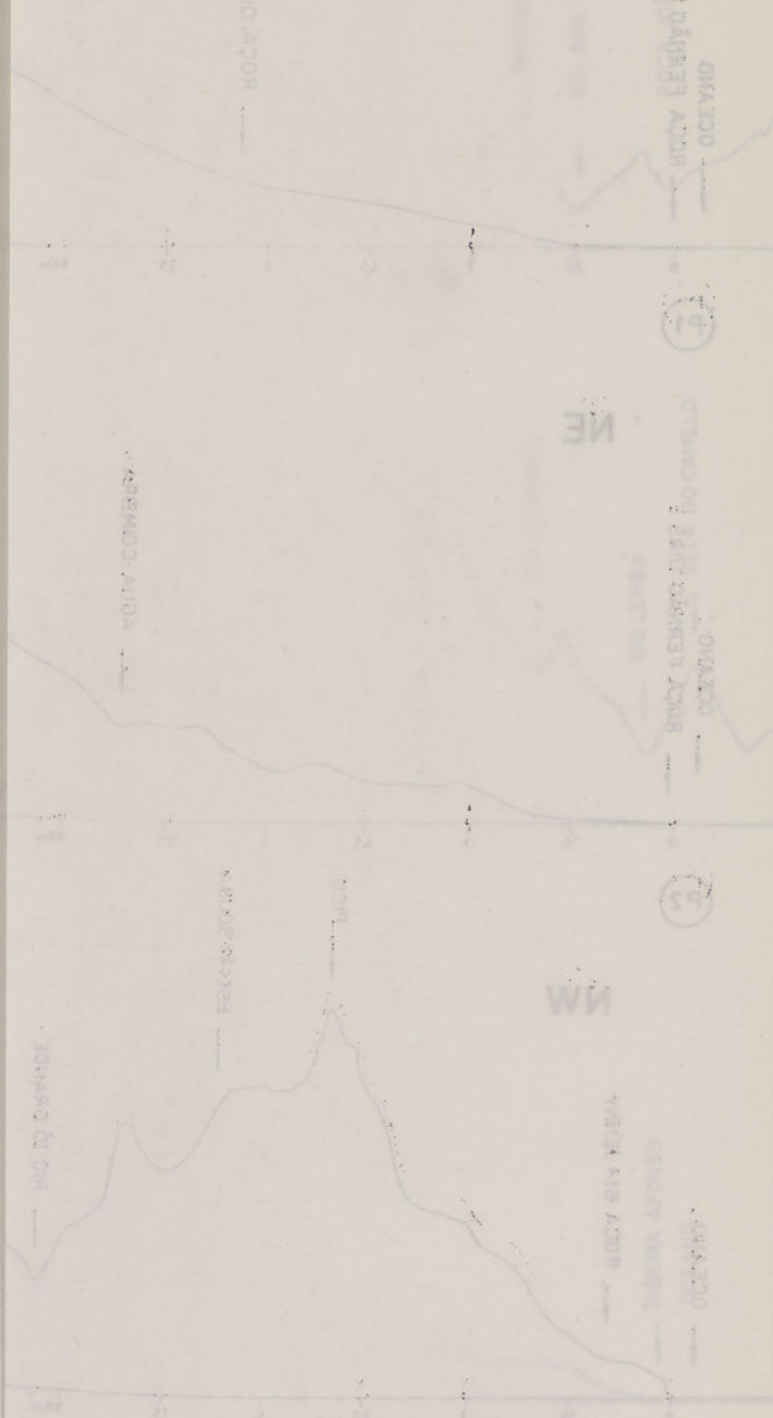
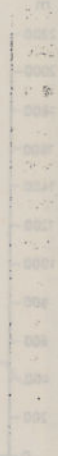
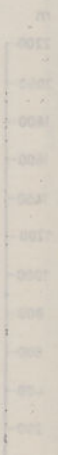
— PUNTO DO CAMELO
— OCEANO
— VULV COMBES

2

NE

— PUNTO DO CAMELO
— OCEANO
— VULV COMBES

1



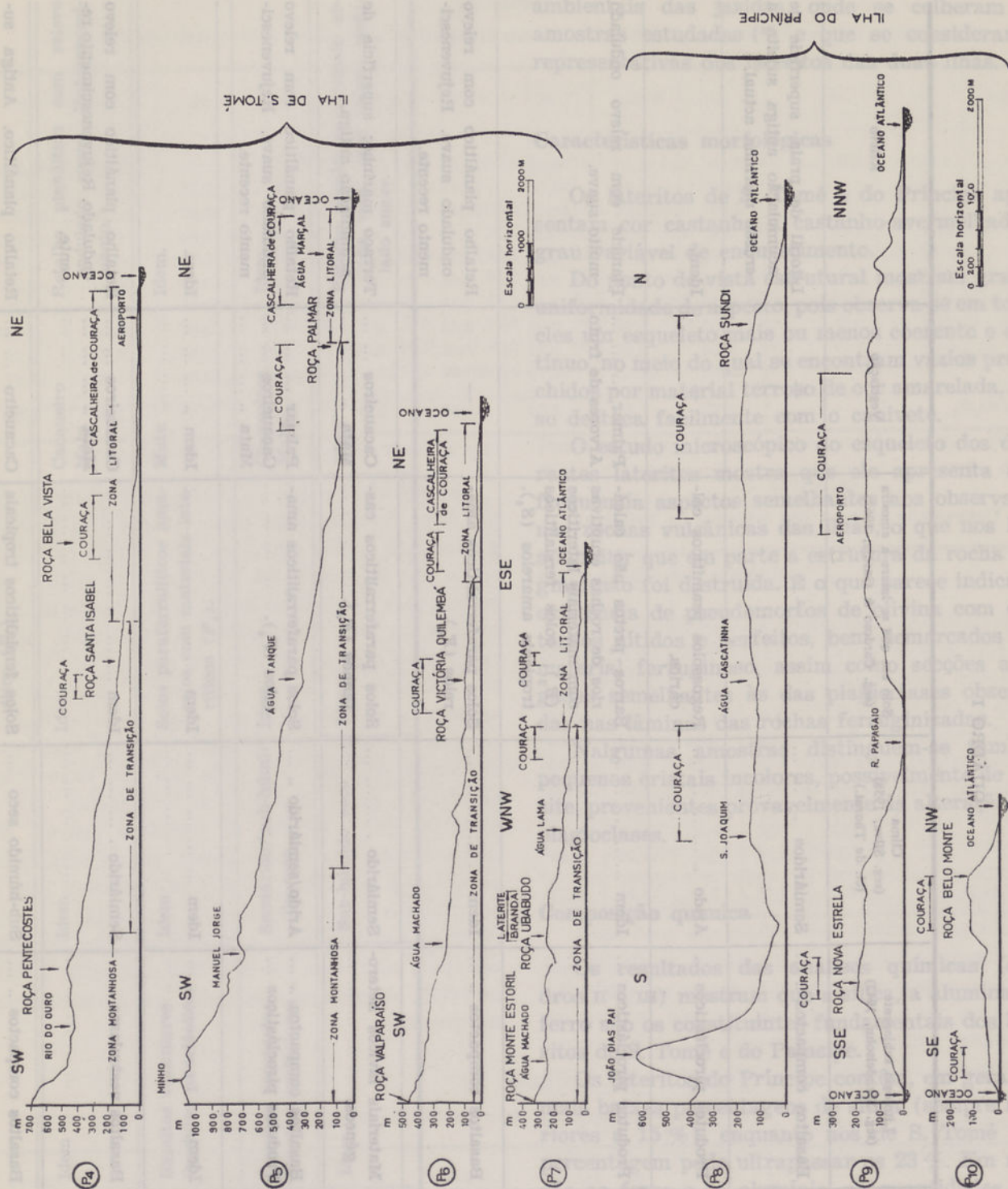


Fig. 3

cerca de 26 %, os Solos Fersialíticos Tropicais à volta de 19% e, nos restantes solos, os Barros Negros (Vertissolos) distribuem-se por uma área de cerca de 7 % da ilha. Na ilha do Príncipe, os Barros Negros (Vertissolos) não têm representação significativa, os Solos Paraferalíticos ocupam cerca de 79 % da área total da ilha, os Litossolos cerca de 13 % e os Solos Persialíticos à volta de 6 %.

CARACTERÍSTICAS MORFOLÓGICAS, QUÍMICAS E MINERALÓGICAS DOS LATERITOS

A colheita de lateritos efectuada nas duas ilhas foi suficientemente abundante para que pudéssemos fazer uma selecção em função das condições geomorfológicas ocupadas pelas jazidas. Daí, apresentar-se no quadro I uma síntese a mais completa possível sobre as condições

QUADRO I

Iilhas	Amostra n.º	Altitude (m) — Localização	Litologia subjacente (seg. Mendelsohn, 1942)	Clima (seg. Silva, 1958) (cl. de Thornt.)	Solo em que se insere a amostra (seg. Cardoso & Garcia, 1962)	Vegetação	Relevo
	65	0-2 Água Izé	Basaltos compactos	Semiáridos	—	—	Litoral de praia, superfície de acumulação antiga sujeita a erosão marinha actual.
	113	0-2 Ponta Canido	Produtos piroclásticos	Árido	Regossolos psamíticos calcários.	—	Idem.
	113-A	40-45 Bombom	Produtos piroclásticos	Idem	Barros pretos não calcários de rochas eruptivas com materiais lateríticos (B_2); solos fersialíticos tropicais amarelos (S_4).	Palmar Árvores de fruto	Planície com relevo ondulado muito suave.
	82	60-65 Pedreira da Tecnil	Basaltos compactos	Idem	Solos paraferalíticos amarelos (F_4).	—	Retalho planáltico com relevo ondulado suave. Rejuvenescimento recente.
	90	60-70 Diogo Vaz	Materiais lávicos heterogéneos.	Semiárido	Solos paraferalíticos castanhos (F_8).	Cacaueiros Mata	Terraço marinho; superfície de acumulação antiga.
	30	70-80 Palmar	Basaltos compactos Produtos piroclásticos	Árido/semiárido	Solos paraferalíticos amarelos (F_4).	Palmar Cacaueiros Mata	Retalho planáltico com relevo ondulado suave. Rejuvenescimento recente.
	30-A	70-80 Palmar	Idem	Idem	Idem	Idem	Idem.
	81	80-85	Basaltos vesiculares	Semiárido	Idem	Cacaueiros Mata	Retalho planáltico com relevo ondulado. Rejuvenescimento recente.
	77	220-240 Ubabudo	Basaltos compactos	Sub-húmido seco	Solos fersialíticos tropicais vermelhos (S_1).	Cacaueiro Mata	Retalho planáltico. Antiga superfície de sopé. Rejuvenescimento vigoroso.

S. Tomé

117	35-40 Terra Firme	Basaltos compactos	Semiárido	Solos paraferalíticos vermelhos com material laterítico (F_1)	Coqueiros	Retalho planáltico coroando arribas viva.
118	130-140 Belo Monte	Idem	Idem	Idem	Cacaueiro Mata	Retalho planáltico com relevo ondulado suave. Rejuvenescimento.
121	170-180 Aeroporto	Basaltos vesiculares Produtos piroclásticos	Idem	Solos paraferalíticos amarelos com materiais lateríticos (F_1)	Mata	Idem.
122	170-180 Oquê José	Basaltos compactos Basaltos vesiculares	Semiárido/sub-húmido do seco.	Idem	Cacaueiros Mata	Idem.
114	200-220	Idem	Sub-húmido seco	Idem	Idem	Retalho planáltico coroando arribas viva, com relevo ondulado suave.

Príncipe

ambientais das jazidas, onde se colheram as amostras estudadas (3) e que se consideraram representativas dos lateritos das duas ilhas.

Características morfológicas

Os lateritos de S. Tomé e do Príncipe apresentam cor castanha a castanho-avermelhada e grau variável de endurecimento.

Do ponto de vista estrutural mostram grande uniformidade de aspecto, pois observa-se em todos eles um esqueleto mais ou menos coerente e contínuo, no meio do qual se encontram vazios preenchidos por material terroso de cor amarelada, que se destaca facilmente com o canivete.

O estudo microscópico do esqueleto dos diferentes lateritos mostra que ele apresenta com frequência aspectos semelhantes aos observados nas rochas vulcânicas das ilhas, o que nos leva a admitir que em parte a estrutura da rocha original não foi destruída. É o que parece indicar a existência de pseudomorfos de olivina com contornos nítidos e perfeitos, bem demarcados por material ferruginoso, assim como secções alongadas semelhantes às das plagioclases observadas nas lâminas das rochas ferruginizadas.

Nalgumas amostras distinguem-se também pequenos cristais incolores, possivelmente de gibsite, provenientes provavelmente da alteração das plagioclases.

Composição química

Os resultados das análises químicas (quadros II e III) mostram que a sílica, a alumina e o ferro são os constituintes fundamentais dos lateritos de S. Tomé e do Príncipe.

Os lateritos do Príncipe contêm, em geral, as mais baixas percentagens de sílica (sempre inferiores a 15%), enquanto nos de S. Tomé essa percentagem pode ultrapassar os 23%. Em relação ao ferro e ao alumínio, as quantidades são, em geral, maiores nos lateritos do Príncipe, embora se encontrem amostras de S. Tomé onde aqueles dois elementos atingem quantidades semelhantes às encontradas naquela ilha.

Pela observação do referido quadro também se verifica que de todas as amostras estudadas só a 90 S. T./72 se afasta nitidamente da compo-

(3) Todas as amostras estudadas estão arquivadas, contendo, para além do número indicado, a designação S. T. T./72 (ex.: 30 S. T. T./72).

QUADRO II

Composição química dos lateritos de S. Tomé

	30	30-A	65	77	81	82	90	113	113-A
SiO_2	23,06	21,10	19,23	15,28	15,78	13,85	35,06	20,58	23,36
Al_2O_3	22,69	21,84	13,66	18,49	19,33	18,27	27,31	21,01	21,43
Fe_2O_3	34,94	38,59	46,59	49,58	43,26	51,58	19,97	44,46	37,53
TiO_2	5,65	4,09	3,25	3,40	4,62	3,65	4,84	2,55	3,95
MnO	0,05	0,06	0,51	0,10	0,62	0,35	0,08	0,05	0,23
CaO	0,04	0,09	0,54	0,04	0,28	0,04	0,19	Vest.	0,14
MgO	0,15	1,44	1,41	0,16	0,27	0,32	0,63	0,09	0,53
Na_2O	0,03	0,03	0,81	0,32	0,03	0,02	0,07	0,03	0,62
K_2O	0,06	0,06	0,26	Vest.	0,09	0,04	0,06	0,03	0,11
M_2O	12,95	13,13	14,70	13,09	14,02	13,20	12,84	11,92	12,27
SiO_2/Al_2O_3	1,72	1,64	2,39	1,40	1,39	1,29	2,18	1,66	1,85

QUADRO III

Composição química dos lateritos do Príncipe

	114	117	118	121	122
SiO_2	9,23	11,26	13,98	14,48	11,57
Al_2O_3	25,42	18,91	23,11	19,54	25,42
Fe_2O_3	45,92	53,24	46,19	50,25	40,93
TiO_2	4,00	2,45	3,55	2,62	5,24
MnO	0,07	0,05	0,15	0,05	0,05
CaO	Vest.	0,04	0,11	0,05	0,05
MgO	0,11	0,11	0,13	0,07	0,10
Na_2O	0,03	Vest.	0,03	0,04	0,06
K_2O	0,04	0,05	0,05	0,04	0,07
H_2O	15,57	13,82	10,37	13,16	15,51
SiO_2/Al_2O_3	0,62	1,01	1,02	1,26	0,77

sição da generalidade das amostras, pois é bastante mais rica em sílica e muito mais pobre em ferro.

Admitindo-se que os lateritos provieram de material resultante da meteorização das rochas, analisámos várias amostras, que deram os resultados que se encontram expressos no quadro IV, pelos quais se verifica haver uma grande uniformidade na sua composição. Comparando estes resultados com os obtidos na análise dos lateritos, observa-se haver diferenças assinaláveis, embora a comparação não seja possível nestes termos. Para se ter, no entanto, uma ideia das variações sofridas por cada um dos elementos, admitindo, como dissemos anteriormente, que o material que constitui os lateritos proveio da meteorização das rochas locais, fomos recalcular as análises dos lateritos e duma amostra com a composição média das rochas estudadas. Nestes cálculos considerámos o alumínio como invariável (pois admite-se que seja dos elementos menos móveis), obtendo os resultados que se encontram no quadro V.

QUADRO IV

Composição química de rochas de S. Tomé

	7	26	27	31	49	56	78	115	Média
SiO_2	44,30	40,22	40,54	41,45	44,45	43,25	42,29	44,62	42,64
Al_2O_3	12,93	12,81	12,39	13,02	13,02	14,71	13,44	15,55	13,42
Fe_2O_3	13,98	15,31	15,47	15,47	12,81	13,31	14,14	15,97	14,56
TiO_2	3,57	4,19	4,17	3,22	3,15	3,45	2,95	3,50	3,53
MnO	0,18	0,18	0,19	0,24	0,20	0,20	0,19	0,16	0,19
CaO	10,87	11,29	11,22	11,36	10,87	10,30	11,15	10,69	10,97
MgO	10,68	10,68	10,08	8,97	9,17	8,67	10,68	5,49	9,30
Na_2O	3,45	1,86	1,67	3,35	3,53	3,64	2,73	2,50	2,84
K_2O	1,39	1,72	1,72	0,72	1,58	1,25	0,77	1,25	1,30
H_2O	0,02	2,57	2,76	1,56	2,19	1,74	2,09	1,04	1,75
SiO_2/Al_2O_3	6,07	5,33	5,56	5,30	5,80	4,99	5,34	4,87	

QUADRO V

Balanço das perdas e ganhos dos lateritos em relação a uma rocha de composição média

	30	30-A	65	77	81	82	90	113	113-A
SiO ₂	- 69,0	- 69,6	- 56,6	- 74,5	- 74,8	- 76,2	- 59,6	- 69,8	- 65,7
Al ₂ O ₃	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Fe ₂ O ₃	+ 42,9	+ 62,9	+ 209,6	+ 143,4	+ 116,7	+ 161,1	+ 33,6	+ 95,1	+ 61,4
TiO ₂	- 10,4	- 28,8	- 16,4	- 33,8	- 14,0	- 24,1	- 32,7	- 53,9	- 30,2
MnO	- 85,6	- 81,0	+ 143,8	- 64,7	+ 109,8	+ 35,5	- 79,5	- 83,1	- 24,2
CaO	- 99,8	- 99,5	- 95,3	- 99,7	- 98,3	- 99,7	- 99,2	- 99,9	- 99,2
MgO	- 99,1	- 90,5	- 86,1	- 98,8	- 98,1	- 97,5	- 96,9	- 99,4	- 96,4
Na ₂ O	- 99,4	- 99,4	- 73,5	- 98,3	- 99,3	- 99,5	- 98,8	- 99,4	- 86,3
K ₂ O	- 97,6	- 97,2	- 82,3	- 99,9	- 95,6	- 97,8	- 97,9	- 98,6	- 94,7
H ₂ O	+ 311,8	+ 361,0	+ 676,4	+ 410,8	+ 423,3	+ 454,0	+ 239,2	+ 335,1	+ 339,1

A observação do referido quadro mostra que de todos os elementos só o ferro sofre substancial aumento (o manganês encontra-se em três amostras com ganhos, mas este elemento aparece sempre com baixas percentagens). Dos restantes elementos, os alcalinos e alcalino-terrosos mostram perdas que chegam a atingir os 98 %, podendo, no entanto, nalgumas amostras, apresentar perdas menores, embora sempre superiores aos 70 %.

Na figura 4 apresentamos um diagrama triangular considerando as percentagens de sílica, alumínio e ferro das rochas e dos lateritos estudados. A observação do diagrama indica-nos que as amostras de rochas se agrupam numa zona bastante limitada que corresponde a uma uniformidade composicional. Por outro lado, os lateritos aparecem separados em dois campos, correspondentes às duas ilhas, não claramente individua-

lizadas, o que, aliás, corresponde ao que já foi dito anteriormente, o mesmo se podendo dizer em relação à amostra 90 S. T./72.

Composição mineralógica

A determinação da composição qualitativa foi feita utilizando a difracção pelos raios X (fig. 5): os resultados obtidos no estudo das amostras totais mostram que a goetite parece ser o mineral mais bem representado em todas elas juntamente com a caulinite. Com uma representação muito menor, encontra-se a gibbsite, sobretudo nos lateritos de S. Tomé. Finalmente, é de assinalar a presença em quantidades diminutas de outros minerais, como a hematite, magnetite, tridimite (acidentalmente) e minerais amorfos.

Com base nos dados das análises químicas e radiográficas fez-se um cálculo das percentagens aproximadas com que cada um daqueles minerais entram na composição das diferentes amostras (quadro VI). Verifica-se que a goetite predomina em todas elas (com excepção das amostras 30 S. T./72 e 90 S. T./72), em percentagens entre 40 e 60 %, enquanto a caulinite se encontra em geral em quantidades um pouco inferiores (20 e 50 %).

A gibbsite entra nos lateritos da ilha do Príncipe em quantidades compreendidas entre 10 e 25 %, enquanto nas de S. Tomé são sempre inferiores a 10 %, podendo mesmo estar ausente. Os restantes minerais aparecem sempre mal representados, podendo, no entanto, admitir-se a presença de percentagens elevadas de minerais pouco cristalinos ou mesmo amorfos, na amostra 90 S. T./72.

No que diz respeito ao material que preenche os vazios do esqueleto, a sua composição é essen-

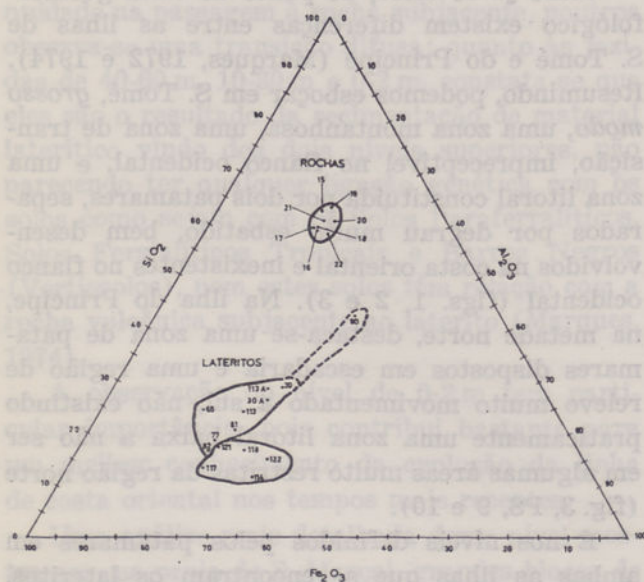


Fig. 4

QUADRO VI
Composição mineralógica dos lateritos

	Caulinite (%)	Goetite (%)	Gibbsite (%)	Outros (%)
30	40-50	35-45	—	<5
30-A	40-45	40-50	<5	<5
65	30-35	50-60	5-10	<5
77	30-35	50-60	<5	<5
81	30-35	50-60	5-10	<5
82	25-30	50-60	5-10	<5
90	35-40	20-30	—	30-40
113	35-40	50-60	<5	<5
113-A	45-50	40-50	<5	<5
114	20-25	45-55	20-25	<5
117	20-25	55-65	10-15	<5
118	30-35	45-55	5-10	<5
121	25-30	50-60	10-15	<5
122	25-30	45-55	15-20	<5

cialmente semelhante ao da amostra total, isto é, caulinite e goetite, embora aqui predomine o primeiro mineral. É de salientar, no entanto, que na amostra 113/72 aparece também, ao lado da caulinite e em proporção importante, a montmorilonite, mineral que se encontra nos solos situados a nível superior ao da bancada laterítica, onde foi colhida esta amostra. Tudo indica que, pelo menos em parte, o material que veio preencher os vazios se formou em condições muito diferentes daqueles que presidiram à génese dos lateritos.

AS FORMAS DE RELEVO E AS JAZIDAS DE LATERITOS

Como já se disse, do ponto de vista geomorfológico existem diferenças entre as ilhas de S. Tomé e do Príncipe (Marques, 1972 e 1974). Resumindo, podemos esboçar em S. Tomé, *grosso modo*, uma zona montanhosa, uma zona de transição, impreceptível no flanco ocidental, e uma zona litoral constituída por dois patamares, separados por degrau muito esbatido, bem desenvolvidos na costa oriental e inexistentes no flanco ocidental (figs. 1, 2 e 3). Na ilha do Príncipe, na metade norte, destaca-se uma zona de patamares dispostos em escadaria e uma região de relevo muito movimentado a sul, não existindo praticamente uma zona litoral baixa a não ser em algumas áreas muito restritas da região norte (fig. 3, P8, 9 e 10).

É nos níveis definidos pelos patamares em ambas as ilhas que se encontram os lateritos. Estas formações, que são sempre ferruginosas,

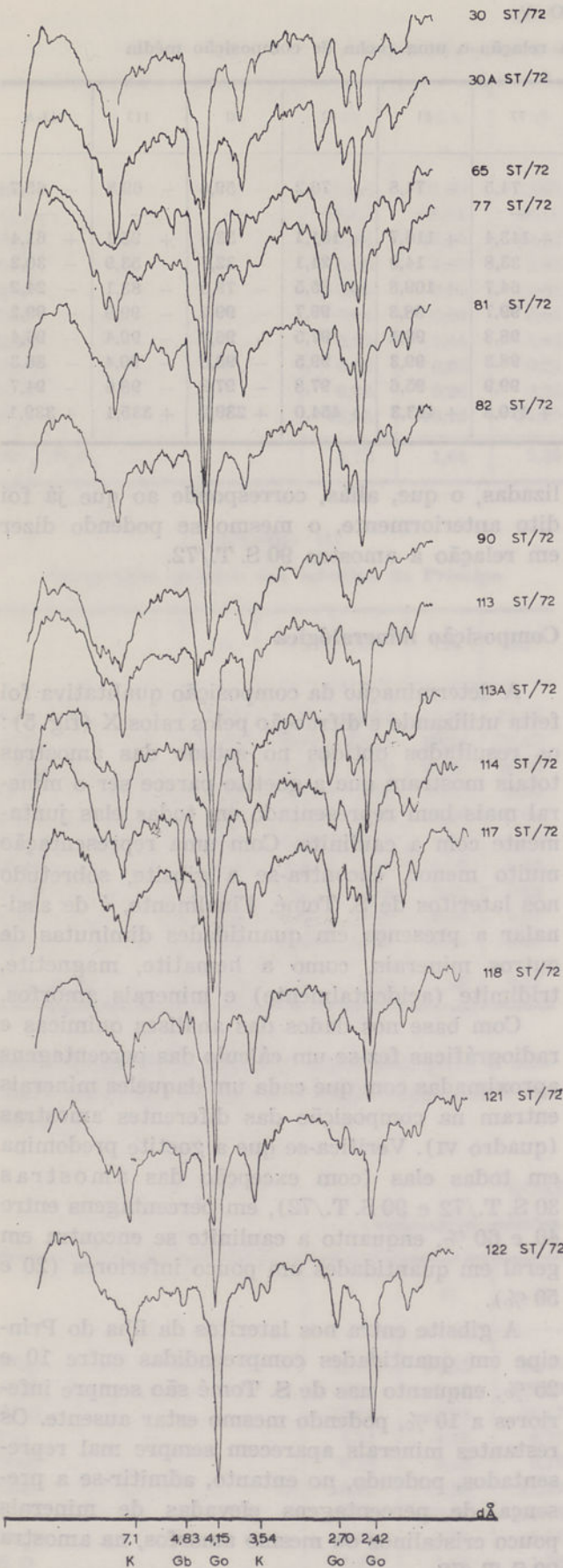


Fig. 5

apresentam-se com três tipos de consistência: branda, friável e encouraçada, com a particularidade de passarem por vezes lateralmente de um a outro tipo.

Por outro lado, a passagem da rocha subjacente ao laterito pode ser gradual ou brusca. Normalmente, a transição brusca é própria das jazidas encouraçadas.

Finalmente, a característica mais impressionante que apresentam muitas das jazidas de lateritos de S. Tomé e do Príncipe é a espessura de certas formações. Em S. Tomé há jazidas com espessuras de 4 a 10 m, no Príncipe é vulgar atingirem 10 m.

Para facilidade de exposição do que se vai seguir vamos definir os níveis com lateritos. Na ilha de S. Tomé: 200-240 m, 80-100 m, 40-60 m, 10-30 m e 0-2 m; na ilha do Príncipe: 200-210 m, 160-180 m, 130-140 m e 30-45 m (Marques, 1974).

Em S. Tomé, o primeiro nível contém sempre laterito brando ou friável, o segundo contém vulgarmente couraça, nos dois seguintes existe sempre couraça, finalmente o mais baixo — 0-2 m — tem couraça ou uma lama acinzentada, contendo pisólitos ferruginosos amalgamados com blocos de rochas basálticas, que endurece quando exposta ao ar.

Do ponto de vista da ligação genética dos lateritos com os solos em que se desenvolvem, as jazidas de 200-240 m e de 80-100 m encontram-se em solos fersialíticos tropicais e em solos paraferalíticos, sob climas que variam do semiárido ao húmido. Admite-se que os lateritos mais altos evoluíram *in situ*, tendo vindo o ferro do perfil pedológico em que eles se encontram, enquanto o nível de 80-100 m existe nuns casos, discontiduidade na passagem à rocha subjacente, noutros observa-se uma transição difusa; quanto às jazidas de 40-60 m, 10-30 m e 0-2 m, constata-se que eles são o resultado da recimentação de material laterítico vindo dos dois níveis superiores, não parecendo ter qualquer ligação genética com os solos como sejam com os Solos Paraferalíticos, Solos Fersialíticos Tropicais e Barros Negros (Vertissolos), nem estes solos têm relação com a rocha vulcânica subjacente ao laterito (Marques, 1974).

A observação do nível de 0-2 m tem particular importância, pois contribui bastante para um melhor conhecimento da evolução da linha de costa oriental nos tempos mais recentes.

Uma análise mais detalhada desse nível mostra-nos, na praia de S. Marçal, grandes blocos de couraça (est. II, fig. 1), na praia Francesa um

horizonte de pisólitos ferruginosos na base conglomerática da duna (est. I, fig. 4) e, ainda, na praia de Água Izé aparecem-nos as diaclases do basalto preenchidas por cascalheiras lateríticas cimentadas e blocos esparsos de couraça (est. I, fig. 6). A acrescentar a estes factos, observa-se que a duna se encontra desmantelada em todos os locais onde aparece, devido à erosão marinha.

Estes exemplos levam-nos a admitir que a deposição do material laterítico e a formação dunar se efectuaram em meio emerso que representaria uma antiga plataforma de abrasão marinha, o que não é o caso actual.

Finalmente, a existência de material encouraçado e/ou dos pisólitos ferruginosos neste nível põe-nos um problema que não pode ser resolvido por falta de observação mais minuciosa e/ou por ausência real de provas concretas: será o nível actual de 0-2 m restos de um antigo horizonte encouraçado anterior à duna ou o material laterítico aí encontrado foi transportado recentemente para ali, mas anteriormente ao actual nível do mar? Aparentemente não é fácil a resposta, embora admitamos que a primeira hipótese seja a mais correcta, tendo em vista o que se descreveu quanto ao que se observou na praia Francesa e na de Água Izé.

Os lateritos dos níveis de 10-30 m (S. Marçal — est. II, fig. 2) e de 40-60 m (Bombom — est. II, fig. 3) mostram que existe uma descontinuidade na passagem à rocha subjacente. No caso do nível de 80-100 m surge por vezes uma indecisão na transição do laterito à rocha, mas nos exemplos da Roça Palmar (est. II, fig. 6) e na pedreira da Tecnil (est. II, fig. 5) essa descontinuidade é flagrante, o que não se passa (ou não se observa) entre Budo Budo e Zandrigo e em Nova Olinda e Cruz dos Ventos.

Quanto à jazida mais alta, reconhecida que é a do nível de 200-240 m — Roça Ubabudo⁽⁴⁾ —, embora no local onde assentam os edifícios da roça se encontre couraça, em profundidade o laterito é brando e passa gradualmente ao basalto subjacente.

Na ilha do Príncipe, os lateritos situam-se nos patamares escalonados da região norte da ilha e, à semelhança dos de S. Tomé, os que estão situados nos níveis mais altos, respectivamente Roça Nova Estrela (est. II, fig. 3) e Aeroporto — 200-210 m e 160-180 m —, formam espessas massas brandas ferruginosas, que, quando

(4) Na língua local a palavra «Budo» parece designar laterito.

expostas à luz do dia, constituem já couraças bastante duras e homogêneas. As formações situadas nos níveis inferiores são todas constituídas por couraças muito espessas e extremamente duras, coroando nalguns casos, como no N. E. da ilha, o topo das arribas, como na Roça Belo Monte e na Ponta Capitão (est. II, fig. 1). Estas couraças parecem ter sido resultantes da recimentação de fragmentos das couraças dos níveis superiores.

As couraças dos dois níveis superiores parecem resultar da laterização gradual da rocha vulcânica, pois observa-se um horizonte de transição desta ao laterito. No caso das couraças mais baixas surge uma descontinuidade brusca entre a rocha subjacente e o laterito, como, por exemplo, na Ponta Capitão.

ALGUMAS CONCLUSÕES ACERCA DA DINÂMICA GEOMORFOLÓGICA NA EXPLICAÇÃO DA GÊNESE DOS LATERITOS

Chamou-nos a atenção o facto de em territórios de tão reduzida área, como são as ilhas de S. Tomé e do Príncipe, existirem formações de lateritos com marcada influência em certas zonas litorais, apresentando espessuras apreciáveis, principalmente no Príncipe.

A gênese destas formações põe-nos diante das duas questões que a seguir se enunciam:

Serão todos os lateritos de S. Tomé e Príncipe resultantes da laterização *in situ* das rochas subjacentes ou, pelo contrário, serão devidos à acumulação em zonas deprimidas de cascalheiras lateríticas, recimentadas ou não?

1 — A possança de certas jazidas (por exemplo: nível de 80-100 m em S. Tomé, patamares de 160-180 m e de 130-140 m no Príncipe) não se coaduna com o grau de instabilidade tectónica que presidiu à feitura do relevo daquelas ilhas, pois que (e como observámos em Angola) a laterização parece ser um fenómeno que requer tempo, espaço e estabilidade do meio. Ora aqui não se verifica nenhum destes quesitos. Basta lembrar que os terraços marinhos mais baixos se encontram bastante deslocados, que as formas dos aparelhos vulcânicos mais recentes estão muitíssimo frescas e, finalmente, que a duna litoral já a custo se vislumbra em S. Tomé e está totalmente destruída no Príncipe.

2 — A transição brusca dos lateritos para a rocha lávica subjacente, com excepção da jazida mais alta encontrada em S. Tomé (Ubabudo) ou no Príncipe (Nova Estrela e Aeroporto), faz pen-

sar no carrejo de cascalheiras lateríticas para áreas deprimidas que poderão ser tomadas como áreas de recepção. Nos casos vertentes, seriam as zonas litorais aplanadas que teriam servido de níveis de base locais. É o que se parece deprender da observação das praias de S. Marçal e de Água Izé e foi o que se passou, em tempos recentes, com a região onde se localiza o Aeroporto de S. Tomé.

3 — A observação da base da duna consolidada, em S. Tomé, mostra que ela é constituída por um aglutinado de seixos de rocha lávica à mistura com cascalheiras e pisólitos lateríticos. O cimento aglutinador é o mesmo que constitui o material da duna propriamente dita. Por outro lado, é um facto que esta só se poderia ter constituído a partir duma zona litoral recentemente emersa e hoje praticamente submersa.

4 — A configuração do relevo tanto na ilha de S. Tomé como na do Príncipe mostra que:

4.1 — Em S. Tomé o relevo é assimétrico, replexado a ocidente, vigoroso e montanhoso no flanco ocidental, descendo suavemente para o mar ao longo dos flancos nordeste e leste.

Por outro lado, a muito provável existência de um acidente de falha S. E.-N. W. afectando os arenitos de Ubabudo e os basaltos e correspondendo ao traçado do rio Abade (Gageonnet, 1955) pode ter contribuído para aquela configuração, para o abaixamento suave da região N. E. da ilha, que é precisamente a zona onde se vão encontrar com mais frequência as jazidas de lateritos. Pode mesmo existir um balançamento para leste ou nordeste.

Este acidente pode ter rejogado várias vezes e daí ter provocado fortes recidivas de erosão na direcção do N. E., independentemente de outras recidivas observadas por todo o litoral ocidental;

4.2 — No Príncipe a situação parece ser semelhante, mas um pouco mais complicada. Os níveis mais altos (Nova Estrela, Aeroporto e S. Joaquim) contêm lateritos encouraçados ou brandos, consoante afluem ou não, e que parecem ter evoluído a partir da rocha lávica subjacente. Estes lateritos forneceram cascalheiras para áreas deprimidas onde foram recimentadas e constituem hoje espessas massas encouraçadas. Observa-se aqui, nestes casos, uma descontinuidade brusca para a rocha onde repousam: é o caso da Ponta Capitão, Picão e até de Belo Monte e Sundi.

Os patamares onde as cascalheiras foram recimentadas podem representar antigas plataformas de abrasão marinha. Infelizmente não se

encontraram provas de truncadura das estruturas litológicas.

As únicas provas à vista de levantamento ou abaixamento da ilha residem na constituição da formação calcária vindoboniana, na sua posterior destruição, na formação da duna consolidada em tempos não muito recuados e na sua recente destruição.

É de crer que estes movimentos não devem ter sido globais, pois que as formas vulcânicas

muito frescas do Sul da ilha atestam que esta zona não foi arrasada pelo mar, a não ser que as manifestações vulcânicas que originaram aquele relevo muitíssimo movimentado sejam muito recentes.

A individualização dos planaltos que contêm os lateritos demonstra recidiva de erosão recente. Ela atinge neste momento uma área de relevo ondulado suave situada entre Sundi, Aeroporto e Montalegre.

BIBLIOGRAFIA

- BARROS, L. Aires — *A Ilha do Príncipe e a «Linha dos Camarões» (Estudo Petrológico)*. Lisboa, Mem., JIU, 17, 1960, 126 p., numerosos dados analíticos.
- CARDOSO, J. C. & GARCIA, J. S. — *Carta dos Solos de S. Tomé e Príncipe*. Lisboa, Mem., JIU, 1962, 39, 306 p., vários mapas.
- COTELO NEIVA, J. M. & CORREIA NEVES, J. M. — «Latérites de l'Ile du Príncipe». *Mem. Not. Publ. Mus. Lab. Miner. Geol. Univ. Coimbra e C. E. Geol.*, Coimbra, 44, 1957, 1-9.
- GAGEONNET, R. — *Étude des Possibilités Pétrolifères des Iles de S. Tomé et Príncipe (Afrique Portugaise)*. Reuil, Relat. mimeog. Inst. Franç. Pétrole, 1955, 1-19, 4 mapas e 2 perf. geol.
- MARQUES, M. Monteiro — «Quelques remarques sur les latérites des Iles de 'S. Tomé' et du 'Príncipe' (Golfe de Guinée)». *Trans. 10th Intern. Congr. Soil Sci.*, Moscovo, VI (I), 1974, 283-289.
- RODRIGUES, F. M. Carvalho — *Reconhecimento Agrícola da Ilha de S. Tomé*. Nova Lisboa, Inst. Invest. Agron. Angola, Ser. Tecn., 9, 1969.
- *S. Tomé e Príncipe sob o Ponto de Vista Agrícola*. Lisboa, Est. Ens. Doc., JICU, 130 e 130.A, 1974, 180 p., vários mapas e bibl. numerosa.
- SILVA, G. H. — «La faune Miocène de l'île du Prince». *Mem. Not. Publ. Mus. Lab. Min. Geol. Univ. Coimbra e C. E. Geol.*, Coimbra, 42, 1956, 29-52.
- SILVA, H. L. — *São Tomé e Príncipe e a Cultura do Café*. Lisboa, Mem., JIU, 1, 499 p., vários mapas.
- TEIXEIRA, C. — *Constituição Geológica das Ilhas de São Tomé e do Príncipe*. Lisboa, Univ. Lisboa, Fac. Ciênc., Ed. Serv. Soc. Univ., 1971, 42 p., 2 map., numerosa bibliografia.



Fig. 1 — Região nordeste de S. Tomé, onde sobressaem alguns cones vulcânicos recentes numa superfície que desce suavemente para o mar a partir do nível de 40-60 m de altitude



Fig. 2 — Relevo movimentado a sul de S. Nicolau, onde se começa a desenvolver a «capoeira»



Fig. 3 — Retalho da duna litoral isolada de terra na preia-mar, junto da cidade de S. Tomé



Fig. 4 — Corte mostrando a base da duna na praia Francesa, constituída por seixos de basalto, concreções e pisólitos ferruginosos. O conjunto está aglutinado por matriz calcária



Fig. 5 — Antigo depósito de praia interestratificado entre duas emissões lávicas, perto da praia Morrão (Ribeira Afonso). O depósito inicia-se aos 7 m e está deformado até 25 m de altitude



Fig. 6 — Praia de Agua Izé, laterito derivado da recimentação de cascalheiras lateríticas no meio de diaclases de lava basáltica. A recimentação é anterior ao nível actual do mar



Fig. 1 — Praia da Ponta de S. Marçal, com grandes blocos de couraça ferruginosa caídos do nível superior (10-30 m) ou representando restos de couraça antiga anterior ao nível actual do mar. De qualquer forma, estes blocos resultaram da recimentação de cascalheiras vindas de níveis mais altos



Fig. 4 — Couraça brechóide na região de Changra, no nível de 80-100 m



Fig. 2 — Couraça do nível de 10-30 m na área da Ponta de S. Marçal (perfil P8 S.T./72)



Fig. 5 — Couraça brechóide sobre rocha basáltica, no nível de 80-100 m, observada na pedreira da Tecnil, entre Boa Morte e Palmar



Fig. 3 — Couraça do nível de 40-60 m na área de Bombom (perfil P 11 S.T./72)



Fig. 6 — Couraça brechóide muito espessa sobre rocha basáltica, no nível de 80-100 m, observada no Roça Palmar



Fig. 1 — Couraça muito dura na Ponta Capitão, formando cornija no nível de 30-45 m



Fig. 2 — Couraça sob floresta, muito espessa, no nível de 130-140 m, perto de Água (fonte Telêê)



Fig. 3 — Couraça branda podendo-se cortar com a catana, no nível de 200-210 m, na Roça Nova Estrela, perto da arriba marinha

Notas micropaleontológicas sobre as formações sedimentares da orla meso-cenozóica de Angola

II — Ocorrência de *Daucina ermaniana* var. *obtusa* (foraminífero) no Paleogénico da bacia do Cuanza (Angola) (1)

A. TAVARES ROCHA

Departamento de Ciências da Terra do Instituto de Investigação Científica da Universidade de Angola

(Recebido em 17-IX-1979)

Daucina ermaniana var. *obtusa* é um foraminífero muito importante e típico, originário do Miocénico inferior da bacia sedimentar do Gabão (Formação de Mandorové) com distribuição geográfica restrita, até agora, ao Senegal, Gabão, Camarões e Angola. De Klasz & Rérat (1962) encontraram-no também no Eocénico inferior-médio do Gabão (Formação de Animba). O autor, que foi o primeiro a divulgar a presença de *D. ermaniana* var. *obtusa* no Eocénico de Angola (Rocha, 1973), ocupa-se, neste artigo, com mais pormenor, da descrição sistemática e das distribuições geográfica e estratigráfica daquela variedade, que ilustra com novos desenhos e fotografias.

Daucina ermaniana var. *obtusa* est un foraminifère très important et typique, originaire du Miocène inférieur du bassin sédimentaire du Gabon (Formation de Mandorové) dont sa répartition géographique est restreinte, jusqu'ici, au Sénégal, Gabon, Cameroun et Angola. De Klasz & Rérat (1962) ont le trouvé aussi à l'Eocène inférieur-moyen du Gabon (Formations d'Animba). L'auteur a été le premier à divulguer la présence de *D. ermaniana* var. *obtusa* dans l'Eocène d'Angola (Rocha, 1973). Il s'occupe, dans cet article, avec un plus grand détail, de la description systématique et des répartitions géographique et stratigraphique de cette variété là, dont il illustre de nouveaux dessins et des photographies.

No propósito de tornar melhor conhecidos alguns dos foraminíferos mais característicos e mais frequentes em formações sedimentares da orla meso-cenozóica da parte ocidental do continente africano, demos início, com a publicação de um trabalho sobre a presença de *Eponides eshira* no Miocénico inferior da bacia do Cuanza (Rocha, 1972), a uma série de artigos que subor-

dinámos ao título «Notas micropaleontológicas sobre as formações sedimentares da orla meso-cenozóica de Angola».

Com *Daucina ermaniana* var. *obtusa* apresentamos o segundo artigo desta série.

A importância estratigráfica deste foraminífero, a frequência com que aparece quer no Miocénico inferior, quer no Eocénico de Angola, o tratar-se de uma forma só conhecida, até agora, pela sua ocorrência em formações do Terciário inferior do continente oeste-africano, são

(1) Trabalho efectuado em Luanda, durante o ano de 1974, no Instituto de Investigação Científica de Angola.

testemunhos relevantes que justificam a escolha e inclusão deste foraminífero na série de notas micropaleontológicas atrás mencionadas.

DESCRIÇÃO SISTEMÁTICA

Daucina ermaniana Bornemann, 1855 var. *obtusa* de Klasz & Rérat, 1962.

Daucina ermaniana Bornemann, 1855, var. *obtusa* de Klasz & Rérat, 1962, p. 181, est. 2, figs. 1-6. — Rocha 1973, p. 116, est. 6, figs. 1-3; est. 7, fig. 1.

Carapaça calcária, unisseriada, finamente perfurada, em forma de clava, com um *proloculum* subsférico. Câmaras numerosas dispostas de modo que cada uma envolve e recobre quase completamente a que precede. Suturas ligeiramente deprimidas, irregulares e sinuosas. Abertura situada no topo da última câmara, numa ligeira depressão; é irregular, bilobada, e, na maior parte dos casos, em forma de crescente.

D. ermaniana var. *obtusa* distingue-se da espécie-tipo (2) pela sua parte inicial, que é arredondada, e pela forma irregular da sua abertura.

DIMENSÕES: De Klasz & Rérat (1962) indicam como dimensões do holótipo um comprimento de 2 mm e uma largura máxima de 0,9 mm.

No material angolano que observámos até agora, isto é, em 1133 exemplares completos e em bom estado de conservação, e provenientes de jazidas eocénicas, verificámos que o comprimento varia de 4,34 a 0,73 mm e a largura entre 2,79 e 0,53 mm.

JAZIDAS: Abundante a muito abundante nas camadas margosas do Eocénico médio (formação de Cunga inferior) da bacia sedimentar do Cuanza e frequente em qualquer das zonas constituintes dos nódulos com núcleo ferruginoso que se encontram nas margens nodulosas das trincheiras da estrada Luanda-Caxito (zona setentrional da bacia) situadas perto do ponto trigonométrico Morro da Cal (est. VII, figs. 1 e 2).

De salientar a extraordinária abundância com que este foraminífero ocorre nalguns níveis do Eocénico da bacia do Cuanza, para os quais ele se torna um fóssil bom definidor (est. VI, fig. 1).

(2) A abertura de *Daucina ermaniana* Bornemann, 1855, é, geralmente, trilobada.

DISTRIBUIÇÃO GEOGRÁFICA: *Daucina ermaniana* var. *obtusa* encontra-se nas bacias sedimentares costeiras da África ocidental (Senegal, Camarões, Gabão e Angola). Formas vizinhas existirão (de Klasz & Rérat, 1962) na bacia da Nigéria.

DISTRIBUIÇÃO ESTRATIGRÁFICA: O tipo é do Miocénico inferior do Gabão (Formação de Mandorové). No Gabão, *D. ermaniana* var. *obtusa* existe também no Eocénico inferior a médio (Formação de Animba).

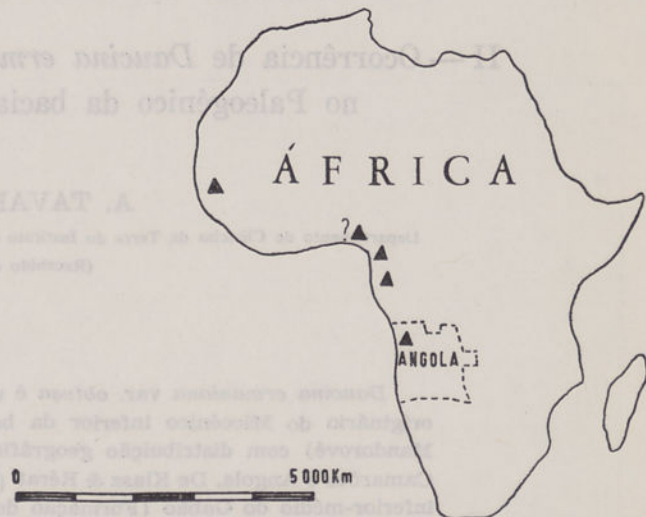


Fig. 1 — Distribuição geográfica de *Daucina ermaniana* var. *obtusa*

Segundo de Klasz & Rérat (1962), esta variedade tem distribuição estratigráfica que se estende do Eocénico inferior ao Miocénico basal.

P. Marie (1965) registou-a nos fosfatos de Lam-Lam (Miocénico do Senegal).

No que diz respeito a Angola, de Klasz & Rérat (1962) afirmam que *D. ermaniana* var. *obtusa* não foi encontrada senão no *Miocénico inferior*.

A PRESENÇA DE DAUCINA ERMANIANA VAR. OBTUSA NO EOCÉNICO DA BACIA SEDIMENTAR DO CUANZA

A presença desta variedade no Eocénico angolano foi divulgada, pela primeira vez, por Rocha (1973, pp. 42, 116 e 129-131), que assinalou nas amostras n.ºs 89-15, 89-16 e 89-126 das trincheiras da estrada Luanda-Caxito, perto do ponto trigonométrico Morro da Cal, a cerca de 3,5 km a norte da lagoa do Panguila (região do Cacuaco); S 314 A e S 585 da folha n.º 164 (Ga-

bela) da Carta Geológica de Angola, à escala de 1 : 100 000; e n.ºs 163-49 e 163-53 e de uma localidade designada por Kimungue, na região de Porto Amboim. Sempre abundante, por vezes constituindo a forma mais abundante (quase única) da microfauna daquelas amostras.

Nos nódulos com núcleo ferruginoso que se podem observar, nomeadamente, nas trincheiras com margas nodulosas ⁽³⁾ da estrada Luanda-Caxito, atrás referidas, podem ver-se, por vezes, magníficos indivíduos de *D. ermaniana* var. *obtusa* (est. VII, figs. 1-2).

AGRADECIMENTOS

1 — Começamos por manifestar a nossa gratidão ao grande amigo e mestre D. Guilherme Colom, figura ilustre da Micropaleontologia espanhola, com o qual tivemos oportunidade de trocar impressões sobre o foraminífero *Daucina ermaniana* var. *obtusa* aquando da nossa visita em 1968 ao seu laboratório de Soller (ilha de Maiorca, Baleares).

2 — Estamos também muito reconhecidos pelas facilidades e elevada compreensão que,

durante a realização de parte deste trabalho, encontramos junto do Prof. Jean-Pierre Lehman, director do Instituto de Paleontologia do Museu de História Natural de Paris, e da Doutora Yolande Le Calvez, director do Laboratório de Micropaleontologia da École Pratique des Hautes Études funcionando naquele Museu.

3 — As preparações foram elaboradas por Maria Rosalina Violante Dias Lopes e por João de Jesus Barros, ajudantes técnicos do Laboratório de Investigação Científica de Angola. O cliché da electromicrografia (est. III, figs. 1 e 2) foi realizado pelo Sr. Bossy, do Instituto de Geologia do Museu de História Natural de Paris. O desenho que regista a distribuição geográfica de *Daucina ermaniana* var. *obtusa* foi elaborado por Luís Henrique Pinto Andrade, assistente técnico do Departamento de Ciências da Terra do IICA.

Encarregou-se da parte dactilográfica Maria de Fátima Evelise Tavares dos Reis (escriturária-dactilógrafa do Secretariado do mesmo Departamento do IICA).

A estes nossos colaboradores dirigimos efusivos agradecimentos pela sua boa vontade e dedicação.

⁽³⁾ Apresentam-se seguidamente os resultados das análises químicas de um nódulo e da marga que o engloba realizadas no Laboratório de Análises da Fábrica de Cimentos Secil. Ao engenheiro Alfeu Rodrigues Pereira endereçamos os nossos melhores agradecimentos pela gentileza com que nos distinguiu ao autorizar a realização das análises químicas naquele Laboratório:

Análise química de um nódulo

	Parte externa	Parte média	Parte interna
Perda ao rubro a 1000°	39,22	39,63	12,66
SiO ₂	8,56	2,91	3,43
Fe ₂ O ₃	0,18	5,40	60,70
Al ₂ O ₃	1,49	1,26	12,44
CaO	48,78	48,51	5,89

	Parte externa	Parte média	Parte interna
MgO	0,60	0,80	1,40
P ₂ O ₅	0,09	0,02	Vest.
Não doseados	1,08	1,47	3,48
	100,00	100,00	100,00

Análise química da marga com nódulos

Perda ao rubro	20,66
SiO ₂	44,89
Fe ₂ O ₃	1,90
Al ₂ O ₃	5,64
CaO	23,90
MgO	0,76
	<u>97,75</u>

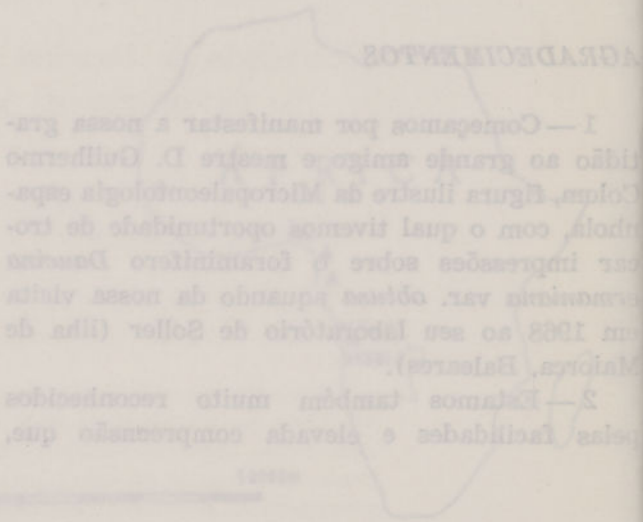
BIBLIOGRAFIA

KLASZ, I. de & RÉRAT, D. — «Quelques nouveaux foraminifères du Crétacé et du Tertiaire du Gabon (Afrique équatoriale)». *Rev. Micropaléont.*, Paris, 4 (4), 1962, 175-189, 3 est., 1 quadro, 1 mapa.

MARIE, P. — «Sur l'âge des phosphates de chaux de Lam-Lam (Région de Thiès, Sénégal)». *Coll. Internat. Micropaléont.*, Dakar, 1963, Mém. Bur. Rech. Géol. Min. (Paris), 32, 1965, 161-179, 3 est., 2 cortes, 6 quadros.

ROCHA, A. T. — «Notas micropaleontológicas sobre as formações sedimentares da orla meso-cenozóica de Angola. I — Sobre a presença de *Eponides eshira* (foraminifero) no Miocénico inferior da bacia do Cuanza (Angola)». *Bol. Inst. Invest. Cient. Angola*, Luanda, 9 (2), 1972, 119-132, 5 est., 1 mapa.

— *Contribution à l'étude des foraminifères paléogènes du bassin du Cuanza (Angola)*. «Memórias e Trabalhos», Publ. Inst. Invest. Cient. Angola, Luanda, 1973, 309 p., 9 est., 1 quadro, 11 fig.



Segundo Klasz & Rérat (1962), esta variedade tem distribuição estritamente local, sendo conhecida ao nível inferior ao nível de base.

F. Marie (1963) registou-na nos fosfatos de Lam-Lam (Sénegal) (Senegal).

No que diz respeito a Angola, de Klasz & Rérat (1962) não se conhece a var. *eshira*.

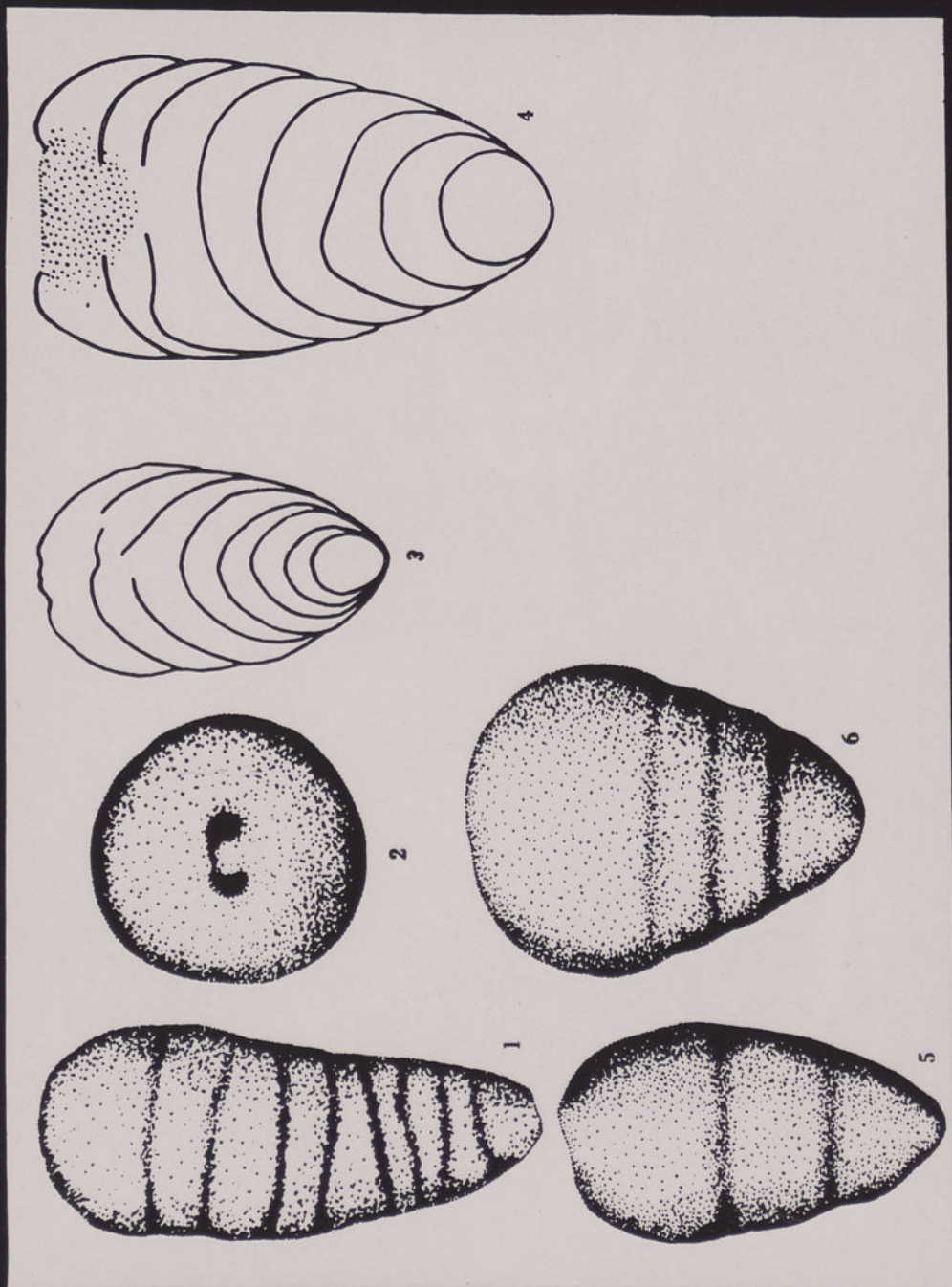
Aparentemente se registaram variedades de *Eponides eshira* de um sítio e de uma margem que o exploramos no Laboratório de Análises de Têxteis de António José de Almeida Rodrigues Tavares, na empresa Bell. Ao emprestar Allan Rodrigues Tavares a nossa atenção, registamos a variedade *eshira* var. *eshira* que nos distinguimos ao autorizar a publicação das nossas notas no Laboratório de Análises de Têxteis de António José de Almeida Rodrigues Tavares.

Análise química de um sítio

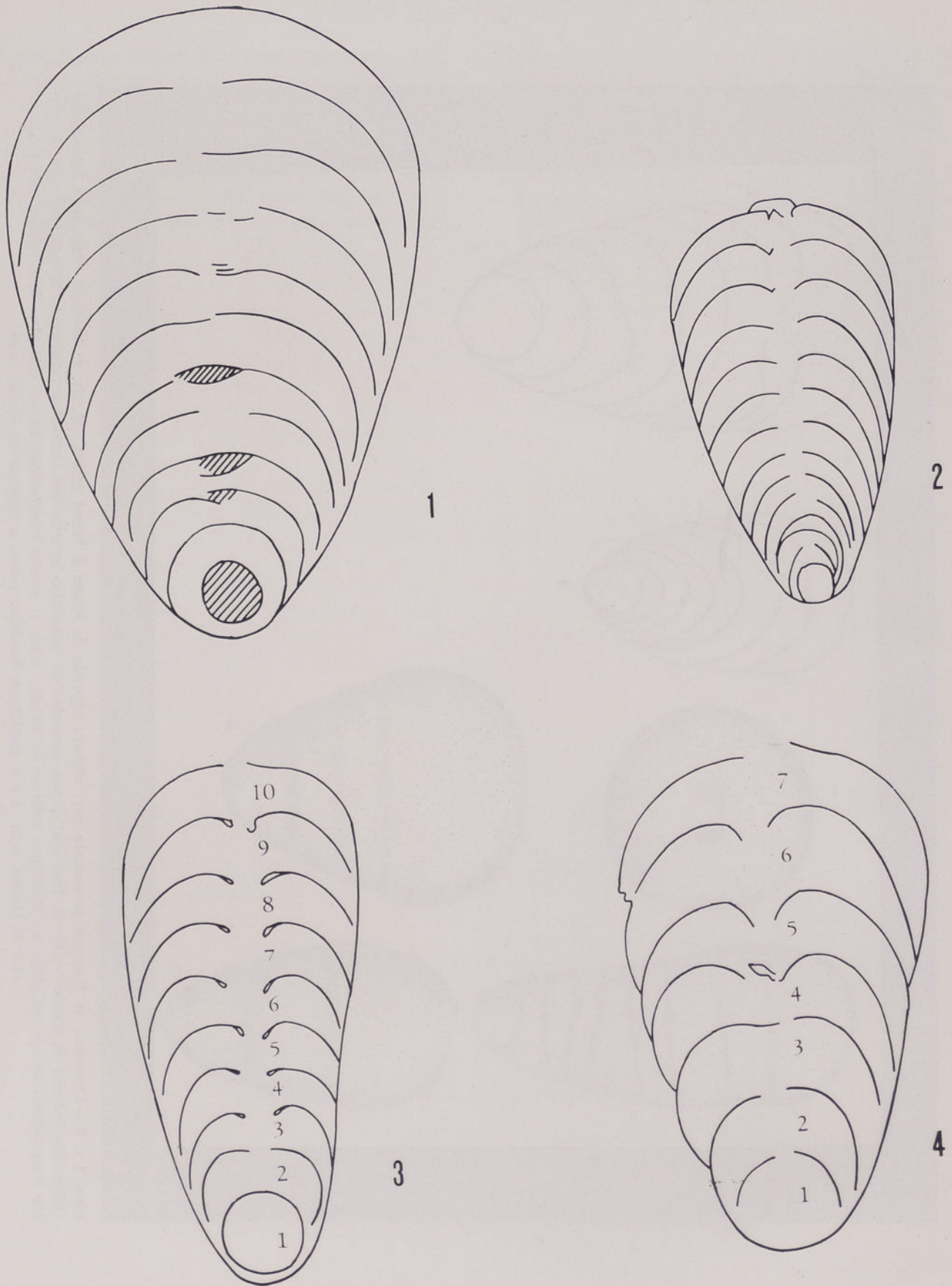
— *Eponides eshira* var. *eshira* (1972)

Elemento	Porcentagem
SiO ₂	58,5
Al ₂ O ₃	15,2
FeO	1,5
MgO	0,5
CaO	2,0
Na ₂ O	0,2
K ₂ O	0,1
TiO ₂	0,1
P ₂ O ₅	0,1
Sum.	78,2

Elemento	Porcentagem
SiO ₂	58,5
Al ₂ O ₃	15,2
FeO	1,5
MgO	0,5
CaO	2,0
Na ₂ O	0,2
K ₂ O	0,1
TiO ₂	0,1
P ₂ O ₅	0,1
Sum.	78,2



Figs. 1 a 6 — Desenhos de *Daucina ermaniana* var. *obtusata*, segundo de Klasz & Rérat (1962, est. 2). 1: holótipo. Formação Mandorové (Miocénico inferior do Gabão), $\times 35$; 2: face oral de um exemplar do Miocénico inferior dos Camarões (sondagem Kwa-Kwa), $\times 35$; 3: secção longitudinal de um indivíduo do Miocénico inferior do Gabão, $\times 35$; 4: secção longitudinal de um indivíduo do Eocénico médio a inferior do Gabão, $\times 35$; 5 e 6: parátipos. Eocénico médio a inferior do Gabão, $\times 35$



Figs. 1 a 4 — *Daucina ermaniana* var. *obtusa*. Secções longitudinais de vários indivíduos do Eocénico médio da bacia do Cuanza (Angola), $\times 25$



Figs. 1 e 2 — *Daucina ermaniana* var. *obtusa*. Eocénico da bacia do Cuanza (Angola). 1: electromicrografia de um indivíduo completo, $\times 50$; 2: electromicrografia da parte superior da última câmara mostrando a abertura preenchida por material estranho, $\times 100$



Fig. 1 — *Daucina ermaniana* var. *obtusa*. Microfotografia de uma lâmina delgada permitindo observar uma bela secção daquele foraminifero, $\times 50$

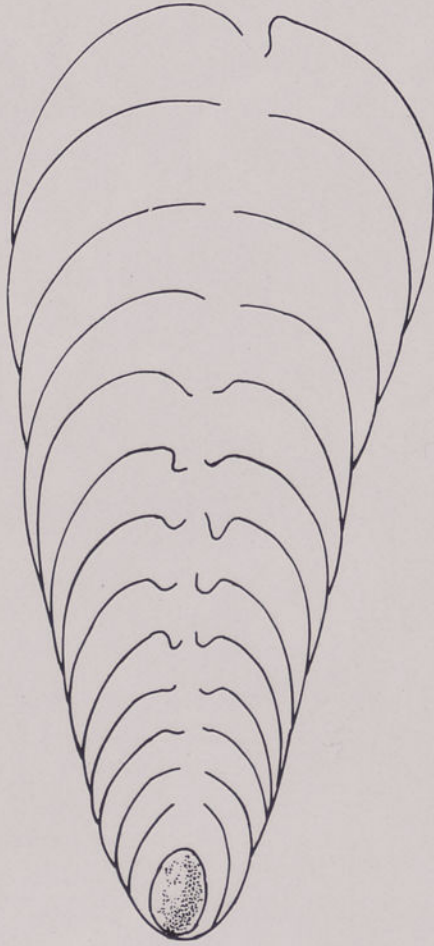


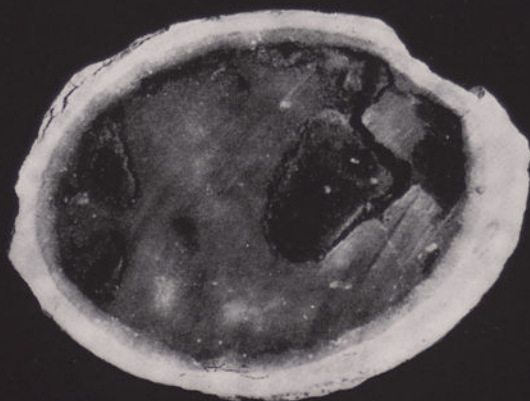
Fig. 1 — *Daucina ermaniana* var. *obtusa*. Desenho da secção observada na estampa anterior, $\times 50$



Fig. 1 — *Daucina ermaniana* var. *obtusa*. Microfotografia de uma lâmina delgada permitindo a observação de belas secções daquele foraminífero, $\times 21$



1



2

Figs. 1 e 2 — 1: fotografia das margas nodulosas com *Daucina ermaniana* var. *obtusa*, situadas perto do ponto trigonométrico Morro da Cal (região do Cacuaço); 2: fotografia de um nódulo das camadas eocénicas do Morro da Cal (região do Cacuaço), $\times 7,3$

Notas micropaleontológicas sobre as formações sedimentares da orla meso-cenozóica de Angola

III — Heterosteginíneos do Miocénico da África ocidental — Presença de *Heterostegina costata politatesta* Papp & Kupper, 1954, na região de Dombe Grande (bacia sedimentar de Benguela, Angola) ⁽¹⁾

A. TAVARES ROCHA

Departamento de Ciências da Terra do Instituto de Investigação Científica da Universidade de Angola

M.^a ALICE DE CASTRO FERNANDES

Instituto de Investigação Científica de Angola

(Recebido em 17-IX-1979)

Neste artigo, pela primeira vez, regista-se a presença de foraminíferos do género *Heterostegina* no Miocénico da região de Dombe Grande (bacia sedimentar de Benguela, Angola). Os autores referem também as ocorrências do mesmo género no Miocénico de algumas bacias sedimentares costeiras da África ocidental — Senegal, Ghana, Nigéria, Cuanza e Moçâmedes (Angola), concluindo pelos resultados que as amostras são provenientes de um meio de águas quentes e pouco profundas, de baixa latitude (tropicais). Estratigraficamente a idade dos sedimentos é atribuída ao Miocénico médio.

Dans cet article on signale, pour la première fois, la présence de foraminifères du genre *Heterostegina* dans le Miocène de la région de Dombe Grande (bassin sédimentaire de Benguela, Angola). Les auteurs réfèrent, aussi, les occurrences du même genre dans le Miocène de quelques bassins sédimentaires côtiers de l'Afrique occidentale — Sénégal, Ghana, Nigéria, Cuanza et Moçâmedes (Angola). On a abouti à des résultats qui ont permis de considérer les échantillons comme provenant d'un milieu côtier d'eaux chaudes et peu profondes, de basse latitude (tropicales). Stratigraphiquement, l'âge des sédiments est rapporté au Miocène moyen.

INTRODUÇÃO

A história geológica da banda sedimentar meso-cenozóica ocidental africana tem sido muito enriquecida, sobretudo durante a segunda metade do século XX, por estudos e relatórios valiosos

resultantes de reconhecimentos e sondagens geológicas e de prospecção realizados por numerosos geólogos quer ao serviço de companhias petrolíferas, quer trabalhando para organismos estatais, tais como Universidades, Serviços geológicos e Institutos de investigação.

No capítulo da micropaleontologia existem actualmente nos países africanos vários laboratórios bem equipados em que se estudam essen-

(1) Trabalho realizado em Luanda, durante o ano de 1974, no Instituto de Investigação Científica de Angola.

cialmente foraminíferos para fins estratigráficos. Muitos dos principais resultados foram apresentados em colóquios de micropaleontologia que se realizaram em diversas capitais africanas (Dacar, 1963; Ibadan, 1965; Abidjan, 1967; Cairo, 1968; Addis Abeba, 1972; Tunes, 1974), constituindo centenas de comunicações com dados preciosos que muito têm contribuído para o desenvolvimento e progresso da micropaleontologia mundial e africana. O simpósio sobre as bacias sedimentares do litoral africano (1.^a parte — Litoral atlântico) que se efectuou em Nova Delhi (1964) constituiu documento eloquente dos extraordinários progressos que têm sido alcançados no domínio da micropaleontologia estratigráfica no âmbito do sector atlântico africano.

*

Entre os problemas micropaleontológicos que têm reunido particular interesse é o valor bioestratigráfico das heterosteginas (foraminíferos). Papp & Kupper (1954) e Papp (1963 e 1966) ocuparam-se do estudo daqueles foraminíferos no Neogénico de Viena (Áustria) e Hottinger (1962, 1964 e 1966) do de Marrocos. Consideraram as heterosteginas como possuidoras de espécies boas indicadoras de idade. Freudenthal (1969), baseado nos resultados dos seus estudos sobre heterosteginas do Neogénico da ilha de Creta, chegou à conclusão de que os mesmos não eram animadores. Apesar das opiniões controversas, um dos autores (A. T. R.) que conhecia a presença no Ocidente africano daqueles macroforaminíferos, nomeadamente do Miocénico das bacias do Senegal (Senegal e Guiné-Bissau), do Ghana oriental e do Cuanza (Angola), teve a oportunidade de enriquecer recentemente a colecção de heterosteginas africanas com a colheita de amostras na região de Dombe Grande (bacia sedimentar de Benguela).

A fig. 2 mostra as localizações, conhecidas pelos autores, de heterosteginas do Miocénico das bacias sedimentares da costa ocidental africana.

BREVES CONSIDERAÇÕES SOBRE A GEOLOGIA DA BACIA SEDIMENTAR DE BENGUELA

A bacia de Benguela (fig. 1) situa-se na região mais meridional da grande bacia sedimentar que se estende de forma praticamente

contínua desde o Sul dos Camarões até ao cabo de Santa Maria. Pode considerar-se como prolongamento meridional da bacia sedimentar do Cuanza, da qual é confinada pelo paralelo 11° 00' sul. Apresenta uma superfície total de cerca de 4000 km². Geralmente estreita, a sua largura atinge um valor máximo na região de Dombe Grande, onde contudo não ultrapassa 25 km. A linha de costa é, pelo contrário, relativamente vasta, atingindo cerca de 300 km de comprimento.

A região ocupada pela bacia de Benguela é limitada a norte pelo paralelo 11° 00' sul, a este pelo Complexo de Base, a sul pelo cabo de Santa Maria (latitude 13° 25' sul) e a oeste pelo oceano Atlântico.

A geologia da bacia sedimentar de Benguela foi objecto de numerosos estudos⁽²⁾, de que destacamos os que foram realizados por Mouta & Borges (1926), Antunes (1964) e Neto (1970).

Rocha & Galvão apresentaram no ciclo de conferências comemorativo do cinquentenário da Missão Geológica de Angola (Luanda, Fevereiro de 1974)⁽³⁾ uma contribuição para o conhecimento da geologia, paleontologia e estratigrafia da bacia de Benguela acompanhada do esboço geológico na escala de 1 : 1 000 000. O primeiro autor (A. T. R.) enviou uma comunicação ao VI Colóquio Africano de Micropaleontologia (Tunes, Março de 1974)⁽⁴⁾ em que se ocupou de maneira sumária da estratigrafia e da micropaleontologia do Senoniano e do Paleogénico daquela bacia.

A bacia de Benguela apresenta formações sedimentares que vão do Pré-Apciano até ao Holocénico. As suas unidades geológicas assemelham-se às da bacia do Cuanza (Rocha, 1973), considerando-se as diferenças encontradas apenas como variações laterais de fácies.

Na parte norte está bem representado o Cretácico inferior enquanto na parte sul predominam os depósitos terciários. As condições de sedimentação durante o Cretácico superior e o Terciário foram idênticas às da bacia do Cuanza.

Os terrenos mais antigos correspondem à formação Cuvo dos geólogos da Petrangol (bacia do Cuanza). São transgressivos sobre o Complexo

(2) Veja bibliografia de Rocha & Galvão (1974). Aguardando publicação.

(3) Realizado pela Associação dos Geólogos de Angola no Departamento da Geologia da Universidade de Luanda.

(4) Publicada nas *Actes du VI^e Colloque Africain de Micropaléontologie — Tunis 1974*. Annales des Mines et de la Géologie, Tunis, n.º 28, vol. II, 1978, pp. 405-413.

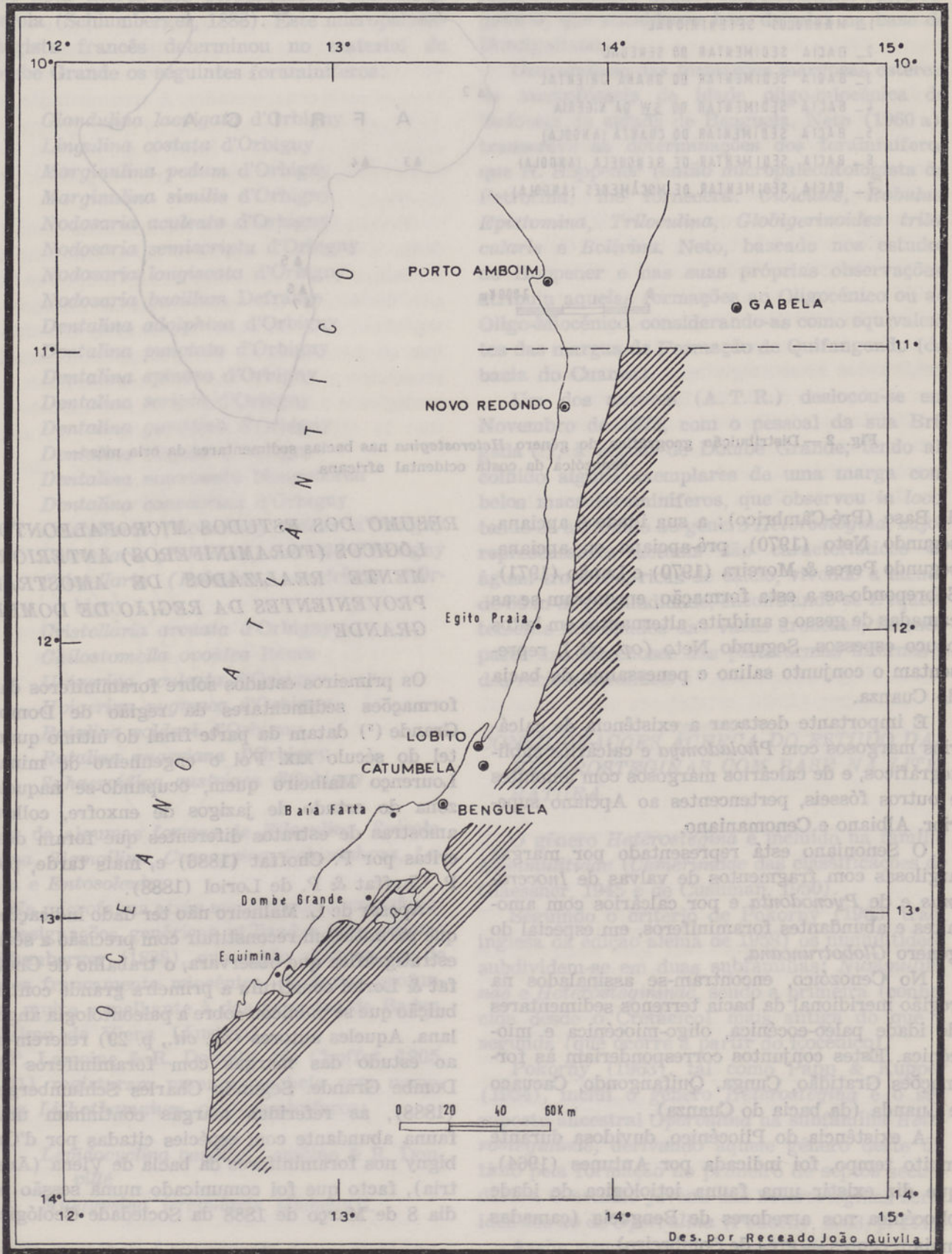


Fig. 1 — *Bacia sedimentar de Benguela*

- 1_ MARROCOS SETENTRIONAL
- 2_ BACIA SEDIMENTAR DO SENEGAL
- 3_ BACIA SEDIMENTAR DO GHANA ORIENTAL
- 4_ BACIA SEDIMENTAR DO SW DA NIGÉRIA
- 5_ BACIA SEDIMENTAR DO CUANZA (ANGOLA)
- 6_ BACIA SEDIMENTAR DE BENGUELA (ANGOLA)
- 7_ BACIA SEDIMENTAR DE MOÇÂMEDES (ANGOLA)

0 3 000 Km

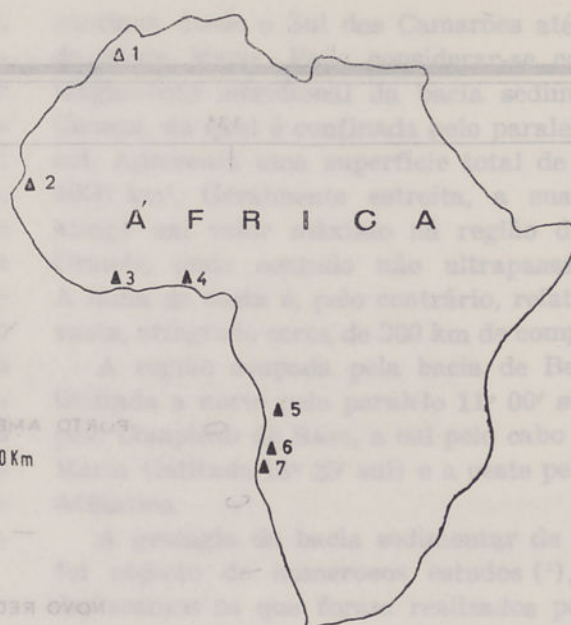


Fig. 2 — Distribuição geográfica do género *Heterostegina* nas bacias sedimentares da orla meso-cenozóica da costa ocidental africana

de Base (Pré-Câmbrico); a sua idade é apciana, segundo Neto (1970), pré-apciana ou apciana, segundo Peres & Moreira (1970) e Lapão (1971). Sobrepondo-se a esta formação, encontram-se as camadas de gesso e anidrite, alternantes em leitos pouco espessos. Segundo Neto (*op. cit.*), representam o conjunto salino e penessalino da bacia do Cuanza.

É importante destacar a existência de calcários margosos com *Pholadomya* e calcários sublitográficos, e de calcários margosos com amonites e outros fósseis, pertencentes ao Apciano superior, Albiano e Cenomaniano.

O Senoniano está representado por margas argilosas com fragmentos de valvas de *Inoceramus* e de *Pycnodonta* e por calcários com amonites e abundantes foraminíferos, em especial do género *Globotruncana*.

No Cenozóico, encontram-se assinalados na região meridional da bacia terrenos sedimentares de idade paleo-eocénica, oligo-miocénica e miocénica. Estes conjuntos corresponderiam às formações Gratidão, Cunga, Quifangondo, Cacucaco e Luanda (da bacia do Cuanza).

A existência do Pliocénico, duvidosa durante muito tempo, foi indicada por Antunes (1964), que diz existir uma fauna ictiológica de idade pliocénica nos arredores de Benguela (camadas mais recentes — grés de Sombreiro).

Nos arredores da baía Farta encontra-se um jazigo de diatomitos marinhos, ao qual foi atribuída idade neogénica (Antunes, 1964).

RESUMO DOS ESTUDOS MICROPALAEONTOLÓGICOS (FORAMINIFEROS) ANTERIORMENTE REALIZADOS DE AMOSTRAS PROVENIENTES DA REGIÃO DE DOMBE GRANDE

Os primeiros estudos sobre foraminíferos das formações sedimentares da região de Dombe Grande⁽⁵⁾ datam da parte final do último quartel do século XIX. Foi o engenheiro de minas Lourenço Malheiro quem, ocupando-se naquela zona do estudo de jazigos de enxofre, colheu amostras de estratos diferentes que foram descritas por P. Choffat (1886) e, mais tarde, por P. Choffat & P. de Loriol (1888).

Apesar de L. Malheiro não ter dado indicações que permitissem reconstituir com precisão a série estratigráfica que observara, o trabalho de Choffat & Loriol constituiu a primeira grande contribuição que se publicou sobre a paleontologia angolana. Aqueles autores (*op. cit.*, p. 29) referem-se ao estudo das margas com foraminíferos de Dombe Grande. Segundo Charles Schlumberger (1888), as referidas margas continham uma fauna abundante com espécies citadas por d'Orbigny nos foraminíferos da bacia de Viena (Áustria), facto que foi comunicado numa sessão no dia 8 de Março de 1888 da Sociedade Geológica

(5) Povoação e importante centro comercial e açucareiro situado a cerca de 50 km a sudoeste da cidade de Benguela.

de França e veio a dar origem à publicação de uma nota acerca dos foraminíferos fósseis de Angola (Schlumberger, 1888). Este micropaleontologista francês determinou no material de Dombe Grande os seguintes foraminíferos:

Glandulina laevigata d'Orbigny
Lingulina costata d'Orbigny
Marginulina pedum d'Orbigny
Marginulina similis d'Orbigny
Nodosaria aculeata d'Orbigny
Nodosaria semiscripta d'Orbigny
Nodosaria longiscata d'Orbigny
Nodosaria bacillum DeFrance
Dentalina adolphina d'Orbigny
Dentalina punctata d'Orbigny
Dentalina spinosa d'Orbigny
Dentalina scripta d'Orbigny
Dentalina gustifera d'Orbigny
Dentalina elegans d'Orbigny
Dentalina mucronata Neugeboren
Dentalina consobrina d'Orbigny
Cristellaria (Robulina) calcar d'Orbigny
Cristellaria (Robulina) cultrata d'Orbigny
Cristellaria (Robulina) austriaca d'Orbigny
Cristellaria arcuata d'Orbigny
Chilostomella ovoidea Reuss
Uvigerina aculeata d'Orbigny
Uvigerina pygmaea d'Orbigny
Rotalina soldani d'Orbigny
Rotalina ungeriana d'Orbigny
Sphaeroidina austriaca d'Orbigny

além de algumas formas de *Biloculina*, *Spiroloculina*, *Sigmoilina*, *Cornuspira*, *Schizophora*, *Lagena* e *Entosolenia*.

Na microfauna atrás mencionada conservámos as designações genéricas utilizadas pelo próprio Schlumberger (1888), que então afirmou ser de fácies francamente miocénica, de águas profundas, muito semelhante à das camadas de Baden, próximo de Viena (Áustria).

P. Lemoine & R. Douvillé (*in* Choffat, 1905, p. 61) registaram numa lumachela com numerosos *Lithothamnium* os foraminíferos:

Lepidocyclina canellei Lemoine & R. Douvillé
Miogyssina irregularis Michelotti.

Aquela lumachela é proveniente de um nível atribuído por aqueles autores à base do Burdigaliano e que Choffat designou por «*couches à Bryozoaires*».

E. Fleury (1923) fez breves referências às faunas de Dombe Grande com *L. canellei* e *M. irregularis*, que considerou bem datadas na base do Burdigaliano.

Ocupando-se das formações margosas estéreis de macrofósseis de idade oligo-miocénica do Sudoeste da cidade de Benguela, Neto (1960 a), transcreve as determinações dos foraminíferos que H. Hoppener (então micropaleontologista da Petrofina) lhe fornecera: *Cibicides*, *Robulus*, *Epistomina*, *Triloculina*, *Globigerinoides trilobularis* e *Bolivina*. Neto, baseado nos estudos de Hoppener e nas suas próprias observações, atribuiu aquelas formações ao Oligocénico ou ao Oligo-Miocénico, considerando-as como equivalentes das margas da Formação de Quifangondo (da bacia do Cuanza).

Um dos autores (A. T. R.) deslocou-se em Novembro de 1973, com o pessoal da sua Brigada⁽⁶⁾, à região de Dombe Grande, tendo ali colhido alguns exemplares de uma marga com belos macroforaminíferos, que observou *in loco*, tendo-os atribuído ao género *Heterostegina*, cujos representantes actuais são característicos de águas tropicais, ricas de cálcio, vivendo a menos de 60 m de profundidade, encontrando-se frequentemente nos fundos das vasas arenosas, fazendo parte das biocenoses das plataformas internas e dos recifes coralinos.

CONSIDERAÇÕES ACERCA DO ESTUDO DAS HETEROSTEGINAS COM BASE NA LITERATURA

O género *Heterostegina* é incluído na família *Nummulitidae* (*Camerinidae* das classificações de Glaessner, 1945 e de Cushman, 1950).

Seguindo o critério de Pokorny (1963, trad. inglesa da edição alemã de 1958) os numulítídeos subdividem-se em duas subfamílias: *Nummulitinae* e *Heterostegininae*, sendo a primeira (conhecida desde o Cretácico) mais antiga do que a segunda (que ocorre a partir do Eocénico).

Pokorny (1963), tal como Papp & Kupper (1954), inclui o género *Heterostegina* e o seu suposto ancestral *Operculina* na subfamília *Heterostegininae*, derivando aquele género deste último pela formação no primeiro de septos secundários. O estágio juvenil das heterosteginas seria idêntico ao de *Operculina* (Pokorny, 1963, p. 411).

Assim pensamos que a separação entre aqueles dois géneros será discutível. Certos autores,

(6) Brigada de Micropaleontologia do IICA.

como Cole (*in* tratado de Loeblich & Tappan, 1964), consideram o género *Operculina* d'Orbigny, 1826 como sinónimo do género *Nummulites* Lamarck, 1801 e incluem-no na subfamília *Nummulitinae*, distinta de *Cycloclypeinae* (= *Heterosteginae*).

Por outro lado, Papp & Kupper (1954) mostraram existir uma transição gradual entre os géneros *Operculina* e *Heterostegina*, o que reforça a nossa opinião, baseada no que temos observado em operculinas e heterosteginas do Miocénico das bacias de Lisboa (Portugal), Senegal (Guiné-Bissau) e do Cuanza-Benguela (Angola). Tjalsma (1966) publicou uma síntese dos caracteres das subespécies de *Heterostegina* do grupo *costata-complanata* e um quadro da distribuição estratigráfica dos heterosteginíneos no Miocénico europeu (Congresso de Berna, 1964).

Hottinger (1962, 1964 e 1966) ocupou-se do estudo das heterosteginas do Neogénico de Marrocos setentrional, tendo concluído pela existência de uma tendência evolucionária semelhante. Aquele autor verificou, entretanto, que há indivíduos do grupo *complanata* contemporâneos dos do grupo *costata* no que difere das considerações de Papp & Kupper (1954) pelas quais as formas do grupo *complanata* seriam mais recentes do que as do grupo *costata*, umas e outras relacionadas filogeneticamente.

Hottinger (1966) estabeleceu as características que distinguem os grupos *complanata* e *costata* que transcrevemos no quadro seguinte:

QUADRO I

Grupo <i>costata</i>	Grupo <i>complanata</i>
«Les espèces sont caractérisées par leur mégalosphère relativement petite et leur type de spire particulière, relativement serrée. L'insertion des septa secondaires ainsi que l'allure et l'espace des septa primaires sont toujours remarquablement irréguliers.»	«Les espèces possèdent une mégalosphère plus grande, une spire moins enroulée et un bâti plus régulier et plus grossier que l'on en observe dans le groupe voisin. Le nombre des septa secondaires dans une loge d'un stade ontogénétique donné est toujours plus élevé par rapport à celui d'une forme du même âge du groupe <i>costata</i> .»

Hottinger (1966) não registou a presença de formas do grupo *granulata* entre as espécies do Neogénico de Marrocos setentrional.

Freudenthal (1969), tal como Hottinger (1966), não considerou, por pouco convincentes,

a forma e ornamentação das carapaças como distinção de espécies e subespécies. Segundo Freudenthal, a natureza dos sedimentos onde ocorrem as heterosteginas exerce influência nas paredes destes foraminíferos de modo a ficarem mais lisos ou mais ornamentados. A ornamentação será mais grosseira nos arenitos de grão grosseiro a médio. Torna-se mais forte e as paredes mais finas nos meios argilosos e greso-argilosos (*sandy-clays*).

Freudenthal (*op. cit.*), considerando como evidente a influência do meio na ornamentação e espessura dos heterosteginíneos, ocupou-se apenas do estudo das características internas de espécimes macrosféricos, muito mais abundantes que os microsféricos (relação macrosférico/microsférico $\approx 250/1$). Aquele autor usou, nas suas medições e contagens, as seguintes características: 1) diâmetro da protoconcha (?); 2) altura

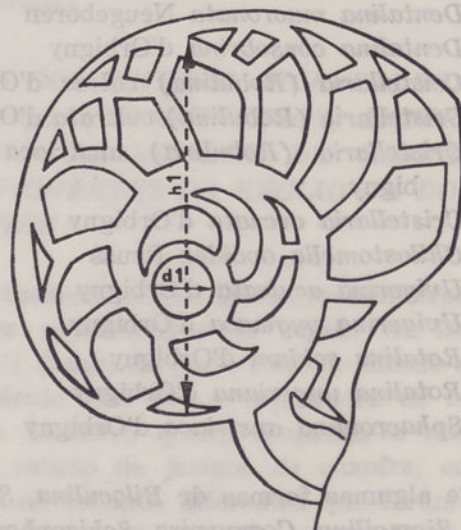


Fig. 3 — Medição dos caracteres distintivos internos de *Heterostegina* (segundo Freudenthal, 1969): d1 — Diâmetro da protoconcha; h1 — Altura da primeira volta

da primeira volta (?); 3) número de septos secundários (completos e incompletos) na mesma câmara; e 4) número de câmaras «operculina», incluindo a protoconcha.

O factor 1) não foi considerado de importância por Hottinger (1966). O factor 4) foi considerado por Freudenthal (1966), como por Papp & Kupper (1954), de grande importância quanto à evolução dos heterosteginíneos.

Freudenthal (*op. cit.*) termina por dizer que não é possível estabelecer um parâmetro para

(?) Veja figura 3.

exprimir a diferença entre septos secundários completos e incompletos, o que, aliás, segundo aquele autor, não dificulta as condições finais da história evolucionária das heterosteginas.

OCORRÊNCIAS DE HETEROSTEGINÍNEOS NO MIOCÊNICO DA ÁFRICA OCIDENTAL

São conhecidas diversas jazidas de heterosteginíneos nas bacias sedimentares oeste-africanas (Senegal, Ghana oriental, Sudoeste da Nigéria e Angola — Cuanza, Benguela e Moçâmedes). Faremos, seguidamente, um resumo histórico sobre as ocorrências de heterosteginas em cada uma daquelas bacias.

a) Bacia sedimentar do Senegal

A presença de heterosteginas na bacia sedimentar do Senegal foi assinalada pela primeira vez por M. Lys e J. Roger. Estes autores registaram *Heterostegina* sp., *Elphidium* e *Rotalia*, ostracodos e alguns macrofósseis, tendo considerado a fauna como pertencente ao Miocénico.

Mais tarde, A. Gorodiski (1958) assinalou a presença de briozoários e restos de peixes sobre camadas com *Heterostegina* sp., atribuindo-as ao Miocénico médio.

Abrard & Gorodiski (1959) encontraram sedimentos com *Heterostegina costata* d'Orbigny na sondagem de Ziguinchor (Casamance), entre 67 m e 375 m, considerando-os como pertencentes ao Miocénico médio (Tortoniano e Helveciano, entre 21 m e 175 m) e ao Miocénico inferior (os de 175 m a 335 m). Identificaram então algumas espécies e subespécies:

Heterostegina costata d'Orbigny

Heterostegina costata carinata Papp & Kupper

Heterostegina costata levitesta Papp & Kupper

Heterostegina complanata Meneghini var. *sculpturata* Papp & Kupper

Heterostegina heterostegina Silvestri

As investigações de Gorodiski serviram de base aos trabalhos de Castelain, que, no Colóquio Internacional de Micropaleontologia (Dacar, 1963)

e depois no Simpósio sobre as Bacias Sedimentares do Litoral Africano (Nova Delhi, 1964), apresentou uma associação característica de heterosteginas com as seguintes espécies e subespécies:

Heterostegina costata costata d'Orbigny

Heterostegina costata politatesta Papp & Kupper

Heterostegina costata carinata Papp & Kupper

Heterostegina levitesta Papp & Kupper

Heterostegina complanata sculpturata Papp & Kupper

Heterostegina granulata Papp & Kupper

Heterostegina granulata subpraeformis Papp & Kupper

Heterostegina praecostata Papp & Kupper

Heterostegina heterostegina Silvestri

Castelain (1966) atribuiu esta fauna ao Helveciano-Tortoniano ou à parte inferior do Miocénico médio-superior.

Spengler, Castelain, Cauvin & Leroy (1966) encontraram no Miocénico de Ziguinchor material fossilífero muito abundante constituído por ostracodos e foraminíferos (principalmente heterosteginas). Foi a presença destes foraminíferos no Miocénico da bacia do Senegal que fez supor a A. Tavares Rocha a possibilidade da sua existência nas formações sedimentares da mesma bacia situada em Guiné-Bissau. Esta hipótese pôde confirmar-se graças à presença ocasional (em 1969) neste país de M. J. Leitão de Freitas.

Rocha & Freitas (1969) efectuaram o estudo de uma amostra com heterosteginas, provenientes da sondagem n.º 2, realizada em Cacheu (a cerca de 40 km a sul do local onde foi efectuada a sondagem de Ziguinchor atrás referida) à profundidade de 54 m. Aqueles autores registaram as seguintes espécies e subespécies:

Heterostegina heterostegina praecostata Papp & Kupper

Heterostegina costata costata d'Orbigny

Heterostegina costata politatesta Papp & Kupper

Heterostegina costata carinata Papp & Kupper

Heterostegina complanata spiralis Papp & Kupper

b) Bacia sedimentar do Ghana

No 2.º Colóquio Internacional de Micropaleontologia da África Ocidental (Ibadan, 1965), Smit apresentou uma comunicação acerca das heterosteginas de uma amostra colhida entre os 142 m e 143 m de uma sondagem realizada na área de Keta.

Smit encontrou as formas a seguir mencionadas:

Heterostegina sp. cf. *H. costata* d'Orbigny

Heterostegina sp. cf. *H. costata politata* Papp & Kupper

Heterostegina sp. cf. *H. granulata* Papp & Kupper

Heterostegina sp. *levitesta* Papp & Kupper

atribuindo esta fauna ao Miocénico superior. Hottinger (1966), referindo-se às heterosteginas do grupo *costata* citadas por Smit para o Miocénico superior do Ghana oriental, salienta o valor que elas poderão assumir para a correlação do Miocénico.

c) Bacia sedimentar do Sudoeste da Nigéria

Fayose (1970), no seu estudo estratigráfico e taxinómico dos foraminíferos do Maestrichtiano superior-Miocénico inferior do Sudoeste da Nigéria, cita a presença de *Heterostegina panamensis* Gravell, 1933, espécie conhecida do Oligocénico médio ao Aquitaniano e originária do Oligocénico médio da Venezuela. Segundo Fayose, *H. panamensis*, é abundante no Oligocénico superior.

Aquele autor figura secções equatoriais de exemplares nigerianos do Miocénico inferior (Aquitaniano).

d) Bacia sedimentar do Cuanza (Angola)

Fleury (1923), ao estudar os calcários do Cacucaco, verificou a presença de *Operculina* cf. *complanata*, que atribuiu ao Burdigaliano superior.

Mais tarde, Daci (1954) considerou que as operculinas do Miocénico de Angola constituíam uma nova espécie, embora fazendo parte do grupo de *Operculina complanata*. Criou então a espécie *Operculina benevidea* que atribuiu ao Burdigaliano superior.

Daci considerou *Operculina benevidea* como forma intermediária entre os géneros *Operculina*

e *Heterostegina*, embora mais próxima da *Operculina complanata* (Defrance) var. *heterostegina* Silvestri.

Wissink (1956) ocupou-se do estudo das heterosteginas de Atoquero (região de Porto Amboim, Angola), descrevendo as seguintes formas:

Heterostegina costata levitesta Papp & Kupper

Heterostegina complanata spiralis Papp & Kupper, fazendo transição para *Heterostegina complanata sculpturata* Papp & Kupper.

Segundo Wissink, *H. costata levitesta* difere de *O. benevidea* pela ausência, nesta última, de ornamentação.

Hoppener (1957-58) referiu-se àquelas duas espécies, designando-as como *Operculina costata levitesta* e *Operculina complanata spiralis*.

e) Bacia sedimentar de Benguela (Angola)

Como dissemos noutra parte deste trabalho, a bacia sedimentar de Benguela pode considerar-se como o prolongamento meridional da bacia do Cuanza, pois o limite de separação entre as duas bacias é meramente artificial. Por comodidade de estudo têm sido reconhecidas por diferentes autores como unidades distintas. Neste sentido, as heterosteginas da bacia de Benguela são registadas pela primeira vez. As heterosteginas identificadas pelos autores pertencem à espécie *Heterostegina costata politata*.

f) Bacia sedimentar de Moçâmedes (Angola)

A bacia sedimentar de Moçâmedes é a mais meridional da orla meso-cenozóica de Angola. Com o fim de observarem diversas das suas formações geológicas e de colherem amostragem para fins estratigráficos deslocaram-se àquela região os micropaleontologistas A. Tavares Rocha e J. Esteves de Matos. As numerosas amostras colhidas quer pelo primeiro (em 1966), quer, alguns anos mais tarde, pelo segundo, revelaram-se, de um modo geral, estéreis de foraminíferos. Os sedimentologistas F. Ramalhal e M. R. Ramalhal, que à bacia de Moçâmedes têm, desde 1967, dedicado muito do seu labor científico, afirmaram num dos seus trabalhos (1973) que a ausência de foraminíferos constitui uma lacuna para a biocronologia desta formação.

Mais recentemente, A. Tavares Rocha e M. J. Leitão de Freitas ocuparam-se, no Laboratório da Secção de Micropaleontologia (do Departamento de Ciências da Terra do Instituto de Investigação Científica de Angola), do estudo micropaleontológico de 32 amostras provenientes de diversos locais e de formações geológicas diferentes, colhidas em 1974 na área da bacia por M. J. Leitão de Freitas. A análise do material resultante da desagregação e lavagem daquelas amostras veio, mais uma vez, confirmar a esterilidade do ponto de vista foraminiferológico. Com efeito, A. Tavares Rocha, em relatório inédito (Junho de 1974), afirma que daquelas 32 amostras apenas uma continha escassos microfóraminíferos, e estes mesmo recristalizados e em tão mau estado que a sua identificação específica foi impossível.

A escassez e mau estado de conservação ou mesmo a ausência de foraminíferos constatada, pelos autores atrás citados, na quase totalidade das amostras da bacia de Moçâmedes, contrasta com a abundância e bom estado de conservação dos foraminíferos das formações sedimentares de outras bacias angolanas, nomeadamente a de Benguela, isto é, a bacia que fica mais próxima da de Moçâmedes.

O problema da ausência de foraminíferos nas rochas sedimentares da bacia de Moçâmedes põe a questão se os sedimentos seriam primitivamente azóicos ou se as carapaças dos foraminíferos teriam desaparecido por dissolução no decorrer da diagénese. As diferentes idades a que pertencem as rochas (neocretácicas e terciárias) aumentam, contudo, a complexidade do problema.

Não se pretende, com o que acabamos de afirmar, chegar à conclusão de que nas formações sedimentares que constituem a bacia de Moçâmedes não haja possibilidade de se virem a registar foraminíferos de pequenas dimensões em melhor estado de conservação e em quantidade mais apreciável.

A. Tavares Rocha, em 1966, observou material da região de Moçâmedes com alguns anfisteginídeos.

Por informação verbal de J. Esteves de Matos, geólogo da Shell Portuguesa e ex-assistente da Universidade de Luanda, tomámos conhecimento da existência de uma jazida de heterosteginíneos no Miocénico da bacia de Moçâmedes. Ela será, de momento, a mais meridional que conhecemos na orla meso-cenozóica do litoral oeste-africano.

NOTAS MICROPALAEONTOLOGICAS SOBRE AS HETEROSTEGINAS DO MIOCENICO DA REGIAO DE DOMBE GRANDE

Em Novembro de 1973, o primeiro autor (A. T. R.) localizou, na região de Dombe Grande, nas proximidades da margem direita do rio Coporolo (fig. 4), umas colinas formadas por rochas calcárias de cor acastanhada, bioacumuladas de macroforaminíferos da subfamília *Heterostegininae*, de que colheu algumas amostras mais representativas. A observação à vista desarmada, melhor confirmada pela utilização de uma lupa de bolso, permitiu incluir os heterosteginíneos daquelas rochas no género *Heterostegina* d'Orbigny, 1826.

Só alguns meses mais tarde foi possível aos autores ocuparem-se dos estudos laboratoriais e de gabinete cujo resultado seguidamente apresentam.

Heterostegina costata politatesta Papp & Kupper, 1954

(Ests. I-V)

Papp & Kupper, 1954, p. 117, est. (texto) 3, figs. 13-16; est. 21, fig. 2; Papp, 1963, p. 353, fig. 2, f; Rocha & Freitas, 1969, p. 330, est. 1, figs. 1-4; est. 2, figs. 2-3; est. 3, figs. 1-2; est. 4, figs. 1 e 3; est. 6, fig. 1; est. 7, fig. 1.

H. costata politatesta distingue-se da espécie *H. costata costata* d'Orbigny, 1846, pelo facto de possuir septos secundários mais completos, alcançando, por vezes, o lado distal das cavidades das câmaras. Os referidos septos apresentam-se mais desenvolvidos, especialmente na última volta, em que se registam, em média, 2-3 septos secundários de tamanho médio e mais do que 5 longos.

H. costata costata e *H. costata politatesta* pertencem ao Miocénico das bacias sedimentares da África ocidental, estando representadas nas bacias do Senegal, do Ghana oriental e do Cuanza (Angola).

NOTAS SEDIMENTARES E LITOLÓGICAS

A amostra n.º 251-44, objecto do trabalho que apresentamos, foi submetida a estudo sedimentológico e litológico no laboratório da Secção de Sedimentologia do Departamento de Ciências da Terra do Instituto de Investigação Científica de Angola.

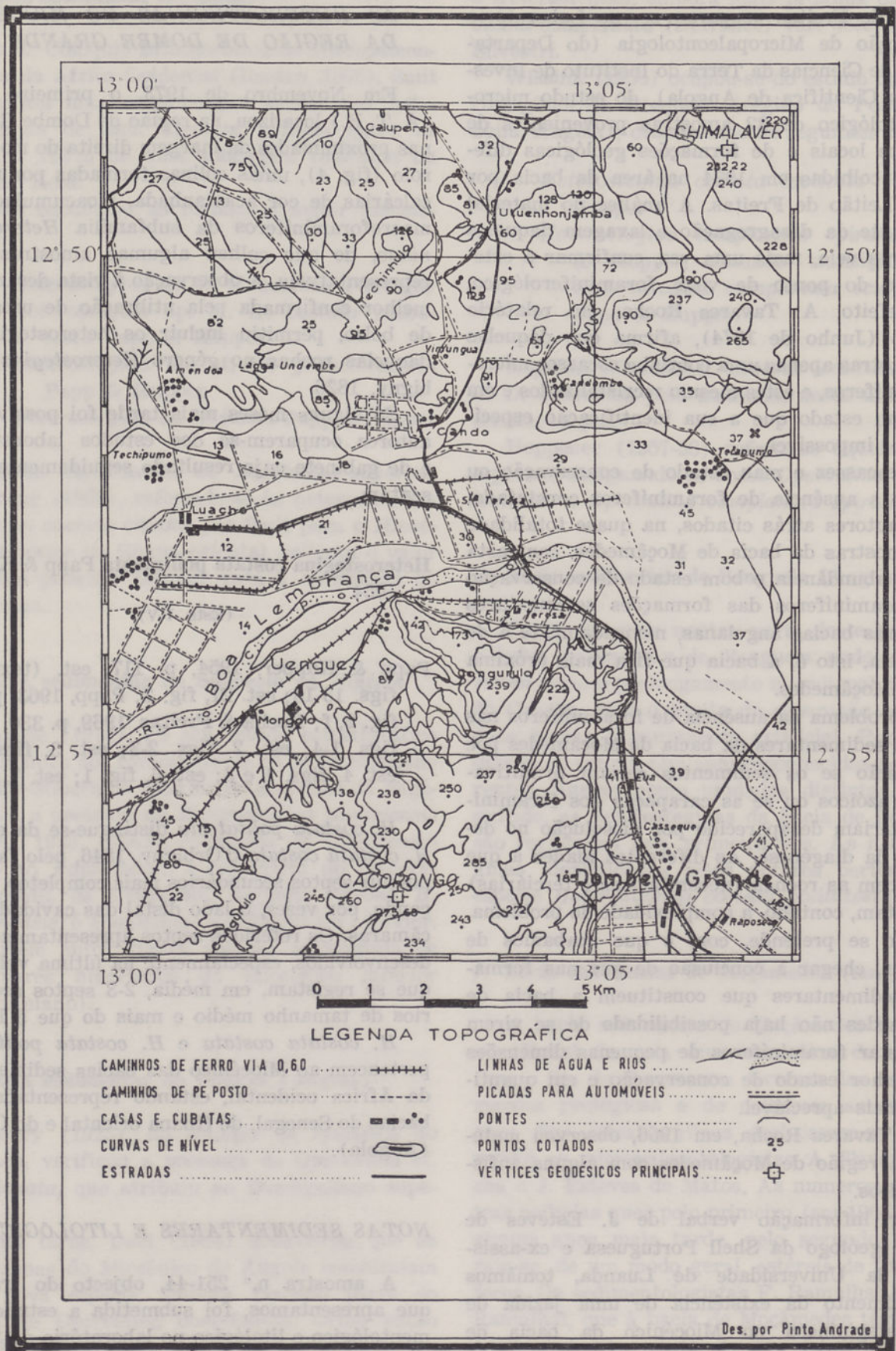


Fig. 4 — X : localização da amostra estudada

Do referido estudo se encarregou, por amável deferência, o nosso colega e amigo F. Ramalhal, que nos forneceu o relatório que a seguir transcrevemos na íntegra:

O estudo sedimentológico e litológico da amostra conduziu à seguinte classificação (Vatan, 1967, e Bissel & Chilingar, 1967): calcarito bioacumulado de foraminíferos (fracção carbonatada calcítica — 87,7 %; fracção arenosa — 9,5 %; fracção fina — 2,8 %) de cor castanho-muito pálida (10 YR 6,5/3), apresentando-se num mosaico simples de grão médio a fino; a recristalização atinge os próprios foraminíferos. Raros fragmentos de ossos.

A interpretação faciológica dos resultados granulométricos da fracção arenosa — areia média passando a fina, moderadamente calibrada, com assimetria positiva, leptocúrtica — permite concluir que a deposição se terá dado em meio marinho litoral, de águas calmas, com uma profundidade da ordem dos 10 m.

O estudo morfoscópico da fracção arenosa mostrou que esta é constituída predominantemente por grãos de quartzo, principalmente hialino, angulosos a subangulosos, raramente rolados. Mesmo os grãos mais angulosos apresentam-se picotados, revelando intensa corrosão química, enquanto alguns dos grãos mais rolados apresentam nítidos aspectos de deposição secundária de quartzo. Verifica-se ainda a ocorrência de alguns grãos de feldspato, com vários graus de alteração, de outros grãos minerais (epídoto, granadas, opacos metálicos), de grãos líticos não identificáveis (microquartzo, vulcanitos?) e de grãos de material ferruginoso manifestamente do tipo laterítico. Todas estas características indicam a existência de um clima tropical húmido nas regiões continentais vizinhas do local de deposição, e um curto transporte dos materiais detríticos desde a área de proveniência.

CONSIDERAÇÕES GERAIS E CONCLUSÕES

Dos resultados obtidos no estudo micropaleontológico da amostra n.º 251-44, proveniente do Miocénico da região de Dombe Grande (bacia sedimentar de Benguela, Angola), dos elementos

que nos foram fornecidos através do relatório do estudo sedimentológico e litológico de F. Ramalhal, e que transcrevemos atrás, e dos conhecimentos que possuímos sobre heterosteginas e seus valores estratigráfico e paleoecológico podemos inferir algumas considerações e conclusões:

1) Pensamos que a presença de foraminíferos do género *Heterostegina* na bacia sedimentar de Benguela é divulgada pela primeira vez;

2) Os indivíduos encontrados no Miocénico de Dombe Grande foram por nós atribuídos, pelas suas características (segundo Papp & Kupper, 1954, e Papp, 1963), a *Heterostegina costata politatesta*;

3) *H. costata politatesta*, que julgamos citada pela primeira vez em Angola, é uma forma cuja ocorrência nalgumas bacias sedimentares da África ocidental foi anteriormente registada (bacias do Senegal e do Ghana);

4) Ocorrências de outras espécies e subespécies do género *Heterostegina* no Miocénico de Angola (bacia sedimentar do Cuanza) encontram-se citadas em Daci (1954), Wissink (1956), Hoppener (1957-58), Rauzer-Chernousova & Fursenko (*in* Orlov, 1959), Rocha & Freitas (1969) e Rocha (1973);

5) O género *Heterostegina* tem distribuição estratigráfica do Eocénico a Recente;

6) Os foraminíferos do género *Heterostegina* ⁽⁸⁾ habitam actualmente águas quentes, de baixa latitude (tropicais) e pequena profundidade (plataforma continental interna, onde *Heterostegina* é um dos géneros predominantes).

Rocha & Mateu (1971), que se ocuparam do estudo de foraminíferos actuais da ilha de Maio (arquipélago de Cabo Verde), fornecem em notas bioecológicas da espécie *Heterostegina depressa* d'Orbigny, 1826, genótipo do género a que pertence, que aquela espécie vive em águas quentes, de pequena profundidade, geralmente entre 20 m e 75 m;

7) Ramalhal, no seu relatório ⁽⁹⁾ acerca da amostra n.º 251-44, baseado na interpretação faciológica dos resultados granulométricos da

⁽⁸⁾ O género *Heterostegina* faz também parte da fauna típica dos recifes coralinos, fauna que existe apenas na zona tropical, onde encontra condições ambientais favoráveis à sua existência: 1) uma temperatura média anual elevada, da ordem de 23°C a 24°C, com temperaturas mínimas não inferiores a 20°C; 2) escassa profundidade, não mais de 50 m (a profundidade ideal é cerca de 30 m); e salinidade normal.

⁽⁹⁾ Veja capítulo «Notas sedimentológicas e litológicas».

fracção arenosa, conclui que «a deposição se terá dado em meio marinho litoral, de águas calmas com uma profundidade da ordem dos 10 m»;

8) *Conclusões paleoecológicas*: Pelos dados obtidos através das análises micropaleontológicas e dos resultados granulométricos atrás registados, poderemos concluir que a amostragem estudada é típica de águas quentes, tropicais, pouco profundas (da plataforma continental interna);

9) *Estratigrafia*: *Heterostegina costata politesta* é uma espécie miocénica que tem sido atribuída ao Miocénico médio.

AGRADECIMENTOS

Ao colega Dr. Fernando José dos Santos Ramalhal, geólogo dos Serviços Hidráulicos e

colaborador da Secção de Sedimentologia do Instituto de Investigação Científica de Angola, dirigimos os nossos melhores agradecimentos pelo estudo sedimentológico e litológico que gentilmente nos forneceu sobre a amostragem que foi objecto deste trabalho.

O nosso reconhecimento é extensivo aos funcionários do IICA, que, embora no desempenho das suas funções, se encarregaram de várias tarefas. Assim, Luís Henrique Lopes Pinto Andrade e Receado João Quivila (do Gabinete de Desenho), Timóteo Daniel (da Secção de Petrografia e Metalografia), Maria Rosalina Violante Dias Lopes e Maria Francisca João Baptista (ambas da Secção de Micropaleontologia), Maria de Fátima Evelise Tavares dos Reis (do Secretariado) e Orlando Barradas (da Secção de Fotografia da Faculdade de Ciências da Universidade de Luanda) ajudaram-nos na realização material deste trabalho.

BIBLIOGRAFIA

- ABRARD, R. & GORODISKI, A. — «Données stratigraphiques récentes sur l'Éocène du Sénégal». *C. R. Somm. Soc. Géol. Fr.*, Paris, 6, 1959, 148-149.
- ANDRADE, M. M. & ANDRADE, J. M. — *Estado actual dos conhecimentos sobre a paleontologia de Angola (até fins de 1955)*. An. Junta Miss. Geogr. Invest. Ultram., Lisboa, 12 (4), 1957, 209 p.
- ANTUNES, M. T. — *O Neocretácico e o Cenozóico do Litoral de Angola*. Publ. Junta Invest. Ultram., Lisboa, 1964, 257 p., 25 figs., 26 ests.
- CASTELAIN, J. — «Aperçu stratigraphique sur la micropaléontologie et la palynologie des sédiments secondaires et tertiaires des bassins de l'Ouest africain». In *Bassins sédimentaires du Littoral Africain — 1^{re} part., Littoral Atlantique*. Symposium (Nova Delhi, 1964), Assoc. Serv. Géol. Africains, Paris, 1966, 40-41, 4 figs.
- CHOFFAT, P. — «Note préliminaire sur les fossiles recueillis par Mr. Lourenço Malheiro dans la province d'Angola». *Bull. Soc. Géol. France*, Paris, 1 s, 1886, 154-157.
- «Contributions à la connaissance géologique des Colonies portugaises d'Afrique. II — Nouvelles données sur la zone littorale d'Angola». *Mém. Commis. Serv. Géol. Portugal*, Lisboa, 1905, 31-78, 4 ests.
- CHOFFAT, P. & LORIOL, P. de — *Matériaux pour l'étude stratigraphique et paléontologique de la province d'Angola*. *Mém. Soc. Phys. Hist. Nat. Genève*, Genève, 30 (2), 1888, 116 p., 8 ests.
- DACI, A. — «Description d'*Operculina benevidea* nov. sp.». *Commun. Serv. Geol. Portugal*, Lisboa, 35, 1954, 237-240, 1 fig.
- FAYOSE, E. A. — «Stratigraphical Paleontology of Afowo 1 Well, South Western Nigeria». *Journ. Min. Geol.*, Ibadan, 5 (1-2), 1970, 4-99, 18 ests., 2 figs., 2 quadros.
- FLEURY, E. — «Notes sur la Géologie et la Paléontologie de l'Angola». *Commun. Serv. Geol. Portugal*, Lisboa, 14, 1923, 219-240, 2 ests.
- FREUDENTHAL, T. — «Stratigraphy of Neogene deposits in the Khamia Province, Crete, with special reference to Foraminifera of the family Planorbulinidae and the genus *Heterostegina*». *Utrecht Micropal. Bull.*, Utrecht, 1, 1969, 208 p., 15 ests., 53 figs., 10 quadros.
- HOPPENER, L. — «Brief report on the Paleontology of the Cuanza basin, Angola». *Bol. Soc. Geol. Portugal*, Lisboa, 12 (3), 1957-58, 75-82.
- HOTTINGER, L. — «West African larger Foraminifera. A summary of results obtained during the 2nd West African Micropal.». *Colloquium (Ibadan, 1965)*. E. J. Brill, Leiden, 1966, 268.
- LEMOINE, P. & DOUVILLÉ, R. — «Sur le genre *Lepidocyclina* Gumbel». *Mém. Soc. Géol. France*, 32, 1904, 20 e 24, 1 fig., est. 3, fig. 5.
- LOEBLICH, A. R. & TAPPAN, H. — In: *Treatise on Invertebrate Paleontology* (C. R. Moore Edit.), part C, Protista 2, vol. 1-2, Geol. Soc. Amer. & Univ. Kansas Press, New York-Lawrence, 1964, 1-xxxii + 1-900, 653 figs.
- LORIOL, P. — «Note sur la Géologie de la Province d'Angola». *Arch. Sci. Phys. Genève*, Genève, 19 (1), 1888, 67-71.
- MALHEIRO, L. A. P. — *Exploração no Distrito de Benguela e Particularmente na Região de Dombe, com o Fim de Reconhecer os Jazigos de Enxofre*. Conf. Assoc. Eng. Civis Portugueses, Lisboa, 1886.
- MEUNIER, S. — «Contribution à la Géologie de l'Afrique occidentale». *Bull. Soc. Géol. France*, Paris, 16, 1887, 61-63, 1 est.
- MOUTA, F. & BORGES, A. — «Sur le Crétacé du littoral de l'Angola (Districts de Benguela et Mossamedes)». *Bol. Agência Geral Colon.*, Lisboa, 14, 1926, 30-55, 12 figs., 2 cartas; 15, 1962, 100-116, 8 figs.

- NETO, M. G. M. — *Estratigrafia da Região de entre Benguela e o Cabo de S.^a Maria (Angola)*. Mem. Not., Publ. Mus. Geol. Centr. Estud. Geol. Univ. Coimbra, Coimbra, 49, 1960 a, 14 p., 5 ests.
- «Géologie de la région Benguela-Cuio (Bande sédimentaire)». *Bol. Serv. Geol. Min. Angola*, Luanda, 1, 1960 b, 89-99, 3 cartas.
- «O sedimentar costeiro de Angola. Algumas notas sobre o estado actual do seu conhecimento». *Curso de Geologia do Ultramar (1964)*, Publ. Junta Invest. Ultram., Lisboa, 2, 1970, 193-232, 1 carta geol. 1 : 2 000 000, 9 ests.
- PAPP, A. — «Über die entwicklung von Heterosteginen. Evolutionary Trends in Foraminifera». *Elsevier Publ. Comp.*, Amsterdam, 1963, 350-355, 2 figs.
- PAPP, A. & KUPPER, K. — «The genus *Heterostegina* in the Upper Tertiary of Europe». *Contr. Cushman Found., Foram. Res.*, 5 (3), 1954, 108-127, 4 ests., 5 ext.-texto.
- REYRE, D. — «Particularités géologiques des Bassins côtiers de l'Ouest Africain. (Essai de récapitulation)». *Bassins sédimentaires du littoral africain. 1^{ère} partie — Littoral Atlantique*. Symposium (Nova Delhi, 1964). Assoc. Serv. Géol. Africains, Paris, 1966, 293-304, 13 figs., 3 quadros.
- RHAUZER-CHERNOUSOVA, D. M. & FURSENKO, A. — General part: *Protozoa in Fundamentals of Paleontology* (trad. inglesa do original russo, Moscovo, 1959) (editor principal Yu. A. Orlov). Israel Program for Scientific Translations (Jerusalém), 1962, 728 p.
- ROCHA, A. T. — *Contribution à l'étude des Foraminifères paléogènes du Bassin du Cuanza (Angola)*. «Memórias e Trabalhos». Publ. Inst. Invest. Cient. Angola, Luanda, 1973, 309 p. (incluindo a tradução do original francês), 11 figs., 9 ests., 1 quadro.
- «Contribution à la stratigraphie du Sémonien et du Paléogène du Bassin sédimentaire de Benguela (Angola)». *Actes 6^e Coll. Africain Micropal. — Tunis, 1974*, Ann. Mines Géol. Tunis, 2, 28, 1978, 405-413, 2 figs., 2 ests.
- ROCHA, A. T. & FREITAS, M. J. L. — «Notícia sobre a presença de Heterosteginas no Miocénico da Guiné Portuguesa». *Garcia de Orta, Rev. Junta Invest. Ultram.*, Lisboa, 17 (3), 1969, 321-332, 3 figs., 7 ests.
- ROCHA, A. T. & GALVÃO, C. F. — *Contribuição para o Conhecimento Sumário da Geologia, Paleontologia e Estratigrafia da Bacia Sedimentar de Benguela (Angola) — Esboço Geológico à Escala de 1 : 1 000 000*. Ciclo de conferências comemorativo do cinquentenário da Missão Geológica de Angola (Luanda, 1974). Aguardando publicação.
- ROCHA, A. T. & MATEU, G. — *Contribuição para o conhecimento dos foraminíferos actuais da ilha de Maio (Arquipélago de Cabo Verde)*. Publ. Inst. Invest. Cient. Angola, Luanda, 1971, 108 p., 6 ests., 3 figs., 6 quadros.
- SCHLUMBERGER, C. — «Note sur les Foraminifères fossiles de la province d'Angola». *Bull. Soc. Géol. France*, Paris, 3^e sér., 16, 1888, 402-404.
- *Nota acerca dos foraminíferos fósseis da Província de Angola*. Comun. Comiss. Trab. Geol. Portugal, Lisboa, 2 (1), 1888-1889, 125-128.
- SMIT, A. F. J. — «Note on the microfossil content and age some borehole samples from the Mesozoic — Tertiary coastal basin of eastern Ghana». *Proc. 2th West African Micropal. Coll. (Ibadan, 1965)*, 1966, 214-218, 1 fig.
- SPENGLER, A. de; CASTELAIN, J.; CAUVIN, J. & LEROY, M. — «Le bassin secondaire-tertiaire du Sénégal». *Symposium sur les Bassins sédimentaires du littoral africain (Nova Delhi, 1964)*, 1^{ère} Partie — *Littoral Atlantique*, 1966, 80-94, 3 figs.
- TORQUATO, J. R.; RAMALHAL, M. R. A. & RAMALHAL, F. J. S. — «Idade radiométrica pelo método do K-Ar do arenito glauconítico da região do Giraúl (Mocâmedes-Angola)». *Bol. Inst. Inv. Cient. Angola*, 10, 1973, 5-10, 1 fig.
- WISSINK, A. J. — «Heterostegines du Miocène de l'Angola». *Kon. Nederl. Akad. Wetensch. B.*, 59, 1956, 386-388, 2 figs.



Fig. 1 — *Heterostegina costata politatesta* ($\times 20$)



Fig. 1 — *Heterostegina costata politateta* (×20)



Fig. 1 — *Heterostegina costata politatista* (×20)



Fig. 1 — *Heterostegina costata politatesta* ($\times 20$)



Fig. 1 — *Heterostegina costata politatesta* ($\times 20$)

Fotografias de Orlando Barradas

Contribuição para o conhecimento dos foraminíferos do banco de Gorringe (Sudoeste de Portugal)

M. R. PALMEIRO OTERO

Laboratório de Estudos Petrológicos e Paleontológicos do Ultramar (JICU)

(Recebido em 6-IX-1979)

Foram estudados os foraminíferos de sedimentos marinhos, colhidos nas vertentes do banco de Gorringe (Atlântico Norte). Algumas amostras são bastante ricas, tendo sido possível identificar 25 espécies de foraminíferos planctónicos e 109 de foraminíferos bentónicos. Reconheceu-se, também, a existência de outros grupos biogénicos importantes. Pôde concluir-se que o conjunto dos foraminíferos planctónicos pertence a uma zona de águas superficiais temperadas a quentes. No que respeita aos foraminíferos bentónicos coincidem, geralmente, com os classificados em estudos anteriores sobre a costa sudoeste portuguesa. Não foi possível, contudo, fazer um enquadramento batimétrico perfeito da fauna bentónica.

Results of the study of Foraminiferal faunas identified from sediments samples, collected on the top and slopes of Gorringe bank are presented. Some samples are very rich, and it was possible to identify 25 species of planktonic Foraminifera, and 109 species of benthonic Foraminifera. Furthermore it was recognized other important taxonomic groups of the biogenic component. We concluded that the planktonic Foraminifera are related to a zone of warm-temperate superficial waters. In respect to the benthonic fauna, it is similar to the faunas already studied for the SW Portuguese coast. Although some relationship of faunas and depth was pointed, it was impossible to ascertain a perfect bathymetric control of the benthonic fauna studied.

INTRODUÇÃO

Em 1977 uma equipa dos Serviços Geológicos de Portugal, a bordo do N. R. P. *Almeida Carvalho*, efectuou o cruzeiro AC77/1, denominado «Gorgeti», para estudos preliminares de hidrografia na área do banco de Gorringe (Atlântico Norte, a sudoeste do cabo de S. Vicente).

Foram retiradas nove amostras de sedimentos para estudos de microfauna (foraminíferos), de uma amostragem mais vasta, com objectivos gerais, sobre a geologia e a sedimentologia do banco, integrados no Projecto M4 — «Avaliação

dos recursos minerais da margem continental Portuguesa» (1).

Foram detectados vários grupos biogénicos importantes com abundâncias variáveis, tendo-se estudado os foraminíferos cujas espécies foram quase todas identificadas.

Este trabalho tem como objectivo trazer um contributo para o conhecimento não só da citada microfauna e sua distribuição, como tentar comparar os resultados obtidos com trabalhos exis-

(1) Este material foi cedido ao LEPPU pela Divisão de Geologia Marinha dos Serviços Geológicos de Portugal.

tentes da plataforma continental portuguesa. Entre estes, referem-se os que serviram de base ao estudo comparativo proposto: M.^a Helena Galhano (1936) sobre os foraminíferos da costa algarvia; J. Esteves de Matos (1973), que estudou os foraminíferos da plataforma e vertente continentais entre os cabos Raso e Espichel (*Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*, vol. XIII, 1973, incluindo um estudo sobre o banco de Gorringe), e, por fim, Ubaldo & Otero (1978) apresentaram um trabalho sobre os foraminíferos de uma parte da costa portuguesa (cabo da Roca à ponta de Sagres).

LOCALIZAÇÃO E DESCRIÇÃO DA ÁREA EM ESTUDO

O banco de Gorringe situa-se no meio oceânico, na parte oriental do Atlântico Norte, a sudoeste do cabo de S. Vicente, afastado cerca de 216 km deste. É uma estrutura alongada na direcção sudoeste-nordeste, entre a planície abissal

do Tejo (a norte) e a planície abissal da Ferradura (a sul). Possui uma extensão de cerca de 250 km de comprimento por 100 km de largura.

O banco de Gorringe (fig. 1) encontra-se no limite norte duma faixa sísmica que define a fronteira entre as placas Europeia e Africana, desde o ponto triplo dos Açores até Gibraltar.

No banco de Gorringe identificam-se dois cumes: um situado a ocidente, monte de Gettysburg, o outro, a oriente, monte Ormonde. As amostras foram todas colhidas na zona do monte de Gettysburg. A profundidade mínima deste monte é de 25 m, embora se encontre uma zona, mais ou menos circular, cerca dos 200 m.

Assim as amostras colhidas (fig. 2) correspondem a profundidades que normalmente se encontram nas plataformas continentais, mas neste caso dizem respeito a um meio francamente oceânico. O estudo destas amostras tem, pois, interesse, por permitir a comparação das faunas encontradas no meio oceânico, a profundidades relativamente baixas, com as das plataformas continentais mais próximas.

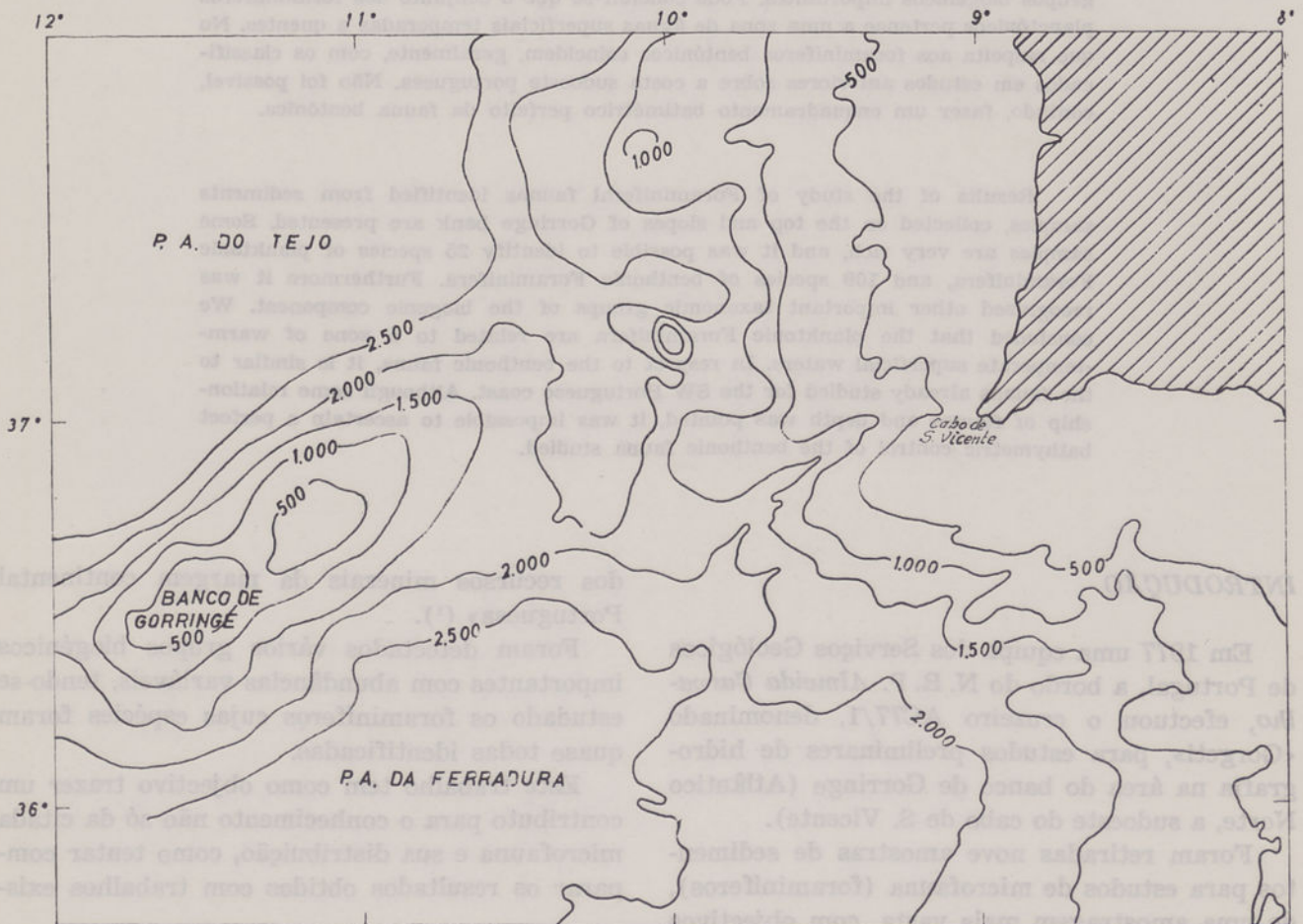


Fig. 1 — Batimetria simplificada do banco Gorringe (a partir da figura 1 de «Gorringe Bank — site 120», I. R. D. S. D. P. 1973)

BANCO DE GORRINGE

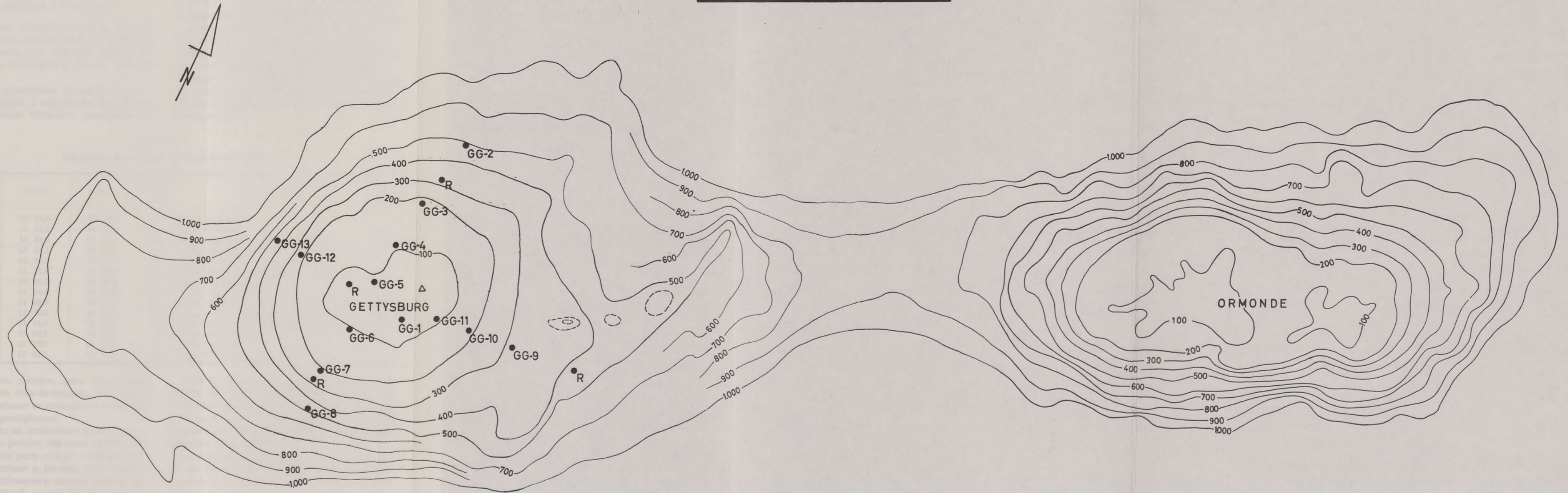


Fig. 2 — Mapa com a implantação das amostras, cedido pela Divisão de Geologia Marinha dos Serviços Geológicos de Portugal

No quadro I indicam-se as localizações das amostras, por meio das respectivas latitudes e longitudes.

MÉTODOS DE ESTUDO UTILIZADOS

O material em estudo foi retirado de sedimentos superficiais provenientes do monte de Gettysburg, colhidos com colhedor *Shipek*, que foi substituído, a certa altura, por um colhedor *Van Veen*.

As pequenas quantidades de sedimentos separadas para estudar a microfauna foram mergulhadas em formol (fixador), guardadas em

A fracção fina compreendida entre 0,074 mm e 0,0149 mm foi examinada, apenas, para a detecção de espécies de pequena dimensão.

Utilizou-se também o peneiro dos 70 mesh (0,210 mm), que serviu apenas para subtrair restos mais grosseiros existentes na nossa fracção.

Posteriormente, a quartagem da amostra foi feita com um microsseparator, tendo havido o cuidado de contar pelo menos 300 exemplares, que foram identificados quase totalmente.

Quanto à coloração, convém esclarecer que não resultou, pois foram muito raros (quase nulos) os exemplares que apresentaram o protoplasma corado.

QUADRO I

Localização das amostras do banco de Gorringe

Número de acesso	Número da amostra	Latitude	Longitude	Profundidade (m)	Natureza do fundo	Tomas para micro
667	GG-1	11° 33,5'	36° 31,0'	52	Areia biogénica	—
668	GG-2	11 33,5	36 36,0	495	Areia biogénica	Sim
669	GG-3	11 34,0	36 34,1	185	Areia biogénica	Sim
670	GG-4	11 34,3	36 32,7	115	Areia biogénica	Sim
671	GG-5	11 34,4	36 31,6	87	Areia biogénica	—
672	GG-6	11 34,4	36 30,2	110	Areia biogénica com conchas	Sim
673	GG-7	11 34,7	36 28,9	215	Areia biogénica fina	Sim
674	GG-8	11 34,9	36 27,8	490	Areia biogénica	—
675	GG-9	11 29,3	36 31,7	315	Areia biogénica	Sim
676	GG-10	11 30,8	36 31,6	180	Areia biogénica com elementos grosseiros ...	Sim
677	GG-11	11 31,8	36 31,5	95	Areia biogénica com elementos grosseiros ...	Sim
678	GG-12	11 36,7	36 31,4	230	Areia biogénica	Sim
679	GG-13	11 37,7	36 31,5	470	Areia biogénica	—
680	GG-14	11 05,3	36 42,3	108	Bloco basáltico (?)	—

pequenos tubos de plástico, para futuramente serem coradas com rosa-de-bengala, no Laboratório, a fim de destacar os exemplares vivos pela coloração do seu protoplasma.

No Laboratório os sedimentos foram inicialmente lavados com peneiro 200 mesh (0,074 mm), operação que serviu para retirar o fixador e ao mesmo tempo eliminar a fracção silto-argilosa.

Em seguida, utilizou-se o corante rosa-de-bengala em solução 20 g/l, o qual foi removido por sucessivas lavagens após 12-15 horas de actuação, deixando-se os sedimentos em água por algum tempo para completar a eliminação do excesso de corante; por último, as amostras foram secas em estufa.

Concluído este conjunto de operações, a amostra foi passada pelo peneiro 100 mesh (0,0149 mm), tendo a identificação e contagem dos foraminíferos sido feitas na fracção 0,0149 mm.

Poderá, talvez, concluir-se que o processo de colheita não foi o mais adequado para este tipo de estudos, pois não parece provável que todos os foraminíferos estivessem mortos, se apenas tivessem sido retirados da película superficial da cobertura sedimentar.

Os resultados da classificação são apresentados em dois quadros correspondentes às percentagens de foraminíferos planctónicos e bentónicos (quadros II e III).

ASPECTO GLOBAL DO MATERIAL RECOLHIDO

De maneira geral, o material é essencialmente biogénico, com forte componente arenosa. Segundo a classificação de Folk, todas as amostras se situam na zona de areia mais ou menos graveleosa, havendo mesmo uma amostra de *gravel* arenoso; a quantidade de *silt* e de argila é diminuta

e os elementos terrígenos não biogénicos, na fracção arenosa, são muito variáveis.

Os detritos biogénicos são constituídos por foraminíferos, restos de briozoários em grande quantidade, pedaços abundantes, maiores ou menores, de conchas de moluscos, restos de placas de equinodermes, espículas de crinóides fragmentadas, raros pterópodes incompletos, tubos de vermes (alguns em colónias), espículas de espongiários, fragmentos de corais (tons rosados ou brancos), ostracodos em quantidades mínimas (apenas a presença em uma ou duas amostras) e raros otólitos.

Este material aparece ora bem conservado, conchas com ornamentação bem visível, formas facilmente identificáveis, ora surge bastante rolando, com superfícies acusando rude transporte, conchas recristalizadas tornando difícil, por vezes, a sua identificação (no caso do estudo dos foraminíferos).

Verificou-se que este contraste referente ao estado de conservação do material aparece frequentemente na mesma amostra, sugerindo possivelmente a existência de acarreios.

A dimensão dos detritos tanto biogénicos como arenosos é também muito diversa, registando-se má calibração do material.

FORAMINÍFEROS PLANCTÓNICOS

Os resultados do estudo sobre a fauna planctónica são apresentados, em percentagem, no quadro II.

Primeiramente, ressalta a grande abundância de *Turborotalia inflata* e *Globorotalia truncatulinoides*, seguindo-se *G. hirsuta*, acompanhada da sua variedade *aemiliana* (rara). É notável ainda a quantidade de *Globigerinoides ruber* com as suas variedades *pyramidalis* e *elongatus*, cujos

QUADRO II

Percentagem de cada espécie planctónica em relação ao número total de indivíduos contados

Profundidade (m)	495	185	115	110	215	315	180	95	230
Amostra	GG-2	GG-3	GG-4	GG-6	GG-7	GG-9	GG-10	GG-11	GG-12
População planctónica total	423	175	192	125	289	286	247	110	211
Espécies (%):									
<i>Globigerina bulloides</i>	6	2	—	4	4	7	3	4	—
<i>Globigerina calida</i>	0,5	—	0,5	2	0,7	2	—	0,9	3
<i>Globigerinita falconensis</i>	4	5	2	—	5	8	2	0,9	0,5
<i>Globigerinita glutinata</i>	2	1	1	2	0,3	1	0,4	0,9	1
<i>Globigerinoides conglobatus</i>	1	2	13	4	1	2	2	8	3
<i>Globigerinoides ruber</i>	14	30	6	16	19	21	16	11	19
<i>Globigerinoides sacculifer</i>	2	3	7	2	5	4	8	6	5
<i>Globigerinoides</i> sp.	1	—	—	—	—	—	—	—	—
<i>Globigerinoides tenneius</i>	—	0,6	—	—	0,3	—	—	—	—
<i>Globigerinoides trilobus-quadrilobatus</i>	7	7	21	14	9	7	14	20	11
<i>Globorotalia aff. crassula</i>	—	0,6	—	—	—	—	—	—	—
<i>Globorotalia hirsuta</i>	3	5	11	10	9	4	10	19	7
<i>Globorotalia hirsuta aemiliana</i>	0,7	0,6	—	—	2	2	2	—	1
<i>Globorotalia tuncatulinoides</i>	10	8	12	14	16	10	18	6	10
<i>Hastigerina siphonifera</i>	0,9	2	—	0,8	2	8	3	—	1
<i>Hastigerinella digitata</i>	—	—	—	—	—	0,3	—	—	—
<i>Neogloboquadrina dutertrei</i>	—	5	—	—	0,3	0,7	—	—	1
<i>Neogloboquadrina pachyderma</i>	9	3	—	2	2	—	1	—	—
<i>Neogloboquadrina pachyderma incompta</i>	—	0,6	2	0,8	—	2	—	—	2
<i>Orbulina universa</i>	2	2	4	6	4	4	1	6	5
<i>Pulleniatina obliquiloculata</i>	—	0,6	2	—	—	0,3	0,4	—	—
<i>Pulleniatina</i> sp.	—	—	—	—	—	—	—	—	0,5
<i>Turborotalia inflata</i>	36	22	20	23	20	15	18	20	29
<i>Turborotalia scitula</i>	0,7	—	—	—	—	—	—	—	—
<i>Turborotalita humilis</i>	0,7	—	—	—	—	—	—	—	—

exemplares se apresentam tanto brancos como alaranjados. *G. quadrilobatus*, onde se incluem as espécies *trilobus* e *immaturus* (considerando estas como fases intermédias de desenvolvimento), encontra-se bem representada, assim como *G. sacculifer* e *G. conglobatus*.

Orbulina universa, espécie ubíqua, aparece em todas as amostras. *Hastigerina siphoniphera* e *Globigerinita glutinata*, embora em reduzidas percentagens, estão também presentes.

Quanto a *Pulleniatina obliquiloculata*, não é muito abundante neste material.

Assinalou-se ainda a presença de *Globigerina bulloides* em quase todas as amostras, associada, por vezes, a *G. calida* e/ou a *G. falconensis*. Quanto a *Neogloboquadrina*, registou-se a espécie *pachyderma*, sendo, por vezes, difícil separá-la da sua variedade *incompta*.

Comparando a associação planctónica encontrada com a descrita no estudo do material recente *extra-core* das sondagens do D. V. Glomar *Challenger* no banco de Gorringe — site 120 (M. B. Cita, 1973), verificou-se existir identidade de fauna.

Segundo o autor do referido trabalho, foi encontrada uma fauna de foraminíferos bem conservada e algo diversificada que incluía vinte taxa de foraminíferos planctónicos, sendo essencialmente dominada por *Globorotalia truncatulinoides* e *G. inflata*. Assinalou a presença de *Pulleniatina obliquiloculata* (não muito comum), *Globigerinoides ruber* com algumas variedades. A par destas espécies, o autor incluiu: *Globigerinoides conglobatus*, *G. sacculifer*, *Hastigerina siphoniphera*, *Globigerina eggeri*, *G. pachyderma* e *Orbulina universa*. Sublinhou que *G. menardii* era, neste conjunto, muito rara, bem como *G. hirsuta*, sendo *G. crassaformis* um pouco mais abundante e contendo grandes exemplares.

Segundo a opinião dos autores, este conjunto de espécies, do ponto de vista ecológico, permitiu defini-lo como indicativo de águas superficiais temperadas e quentes.

FORAMINIFEROS BENTÓNICOS

Os foraminíferos bentónicos, embora abundantes, não se apresentam fáceis de enquadrar num esquema batimétrico, conforme foi feito, por exemplo, em «Foraminíferos da costa su-sudoeste de Portugal», Ubaldo & Otero, 1978. Fornecem um conjunto muito rico de espécies, mas, por vezes, com reduzido número de indivíduos.

Ao tentar comparar esta associação com a descrita no trabalho acima citado, constatou-se que faltaram alguns géneros habituais nas diferentes profundidades, outros com uma representação específica razoável não são significativos em quantidade e ainda outros apenas apareceram assinalados por duas ou três espécies, com um ou dois indivíduos.

Daqui resultou que, ao pretender formar-se as associações batimétricas de foraminíferos bentónicos, deparou-se com a ausência das espécies ou mesmo géneros definidores desses limites de profundidade.

Até aos 100 m abundam as espécies *Cibicides lobatulus*, *Eponides repandus*, *Lenticulina orbicularis* e *Textularia kerimbaensis*, formando um conjunto, ainda que incompleto.

Apenas foi detectada a presença de *Elphidium*, *Pyrgo* e *Quinqueloculina* escassamente representados. Os géneros *Amonia* e *Florilus*, comuns nestas profundidades, não se encontraram.

Prosseguindo na tentativa de um enquadramento batimétrico relacionado com o trabalho acima referido, encontraram-se entre os 100 m e 200 m *Trifarina fornasinii*, *Rosalina globularis* bem representadas e, mais raramente, *Höglundina elegans*, *Gaudryina quadrangularis* e *Bulimina* cf. *alazanensis*. Paralelamente, os géneros *Euvigerina*, *Melonis* e *Amphycorina* (citam-se alguns casos como exemplo) não foram sequer detectados.

Para além dos 200 m e até à cota mais profunda de que se obteve material (495 m), assinala-se uma certa mistura de géneros, dos quais ressaltam alguns com acentuada diferenciação específica, mas, mais uma vez, em número reduzido de exemplares.

Deve ainda referir-se que *Cibicides lobatulus* e *Lenticulina orbicularis* (com exemplares mais pequenos que o habitual) apareceram em todas as amostras, portanto entre 95 m e 495 m.

Também *Cibicides fletcheri*, *Ehrenbergina* cf. *serrata* e *Rosalina globularis* só não foram encontrados a 495 m.

O quadro III mostra a distribuição das espécies bentónicas que são apresentadas também em percentagem.

CONSIDERAÇÕES GERAIS

A fauna planctónica do ponto de vista ecológico permite incluir o material estudado numa

QUADRO III

Percentagem de cada espécie bentónica em relação ao número total de indivíduos contados

Profundidade (m)	495	185	115	110	215	315	180	95	230
Amostra	GG-2(*)	GG-3	GG-4	GG-6	GG-7	GG-9	GG-10	GG-11	GG-12
População bentónica total	83	155	275	224	183	168	146	208	206
Espécies (%):									
<i>Acervulina inhaerens</i>	—	—	3,3	2,7	0,6	—	0,7	4,3	—
<i>Ammosphaeroidina</i> sp.	1	—	—	—	—	—	—	—	—
<i>Astacolus crepidulus</i>	1	—	—	—	1,1	0,6	0,7	1,4	—
<i>Astacolus planulatus</i>	—	0,6	—	—	—	—	—	—	—
<i>Astacolus</i> sp.	—	0,6	—	—	—	—	2,1	—	—
<i>Astegerinata mamilla</i>	—	2,6	1,5	5,8	6,0	—	—	3,4	1,9
<i>Bulimina</i> cf. <i>alazanensis</i>	2	1,3	—	0,4	—	0,6	0,7	—	—
<i>Cassidulina obtusa</i>	—	0,6	—	0,9	2,2	2,4	—	0,5	—
<i>Cassidulina</i> sp.	—	1,3	—	—	—	—	—	—	—
<i>Cibicidesella</i> sp.	—	—	—	0,9	—	—	—	—	0,5
<i>Cibicides fletcheri</i>	—	5,8	28,0	24,6	10,9	5,9	24,7	23,6	9,7
<i>Cibicides io</i>	1	—	—	—	—	—	—	—	1,5
<i>Cibicides lobatulus</i>	5	20,0	3,6	6,7	21,8	4,2	10,3	3,4	17
<i>Cibicides refulgens</i>	3	—	—	4,5	—	0,6	—	—	0,5
<i>Cibicides</i> sp.	2	—	0,7	—	—	0,6	2,1	—	—
<i>Discanomalina japonica</i>	—	—	0,4	0,4	—	0,6	0,7	0,5	—
<i>Discorbinella bertheloti</i>	—	—	0,4	2,2	2,2	—	—	—	0,9
<i>Dorothia pseudoturris</i>	1	—	—	—	—	—	—	—	—
<i>Ehrenbergina</i> cf. <i>serrata</i>	—	0,6	0,4	0,9	1,1	1,2	—	0,9	0,5
<i>Ehrenbergina trigona</i>	—	—	—	—	1,6	3,6	—	1,4	0,5
<i>Elphidium crispum</i>	—	—	—	0,4	—	—	—	—	—
<i>Elphidium jensenii</i>	—	1,3	—	—	—	—	0,7	—	0,5
<i>Elphidium macellum</i>	—	—	—	—	—	—	—	—	0,5
<i>Eponides repandus</i>	—	—	29,0	14,7	2,2	0,6	6,2	29,8	4,9
<i>Fissurina marginata</i>	—	—	—	—	—	—	—	—	—
<i>Fissurina</i> cf. <i>marginata</i>	—	0,6	—	—	0,6	0,6	—	—	0,5
<i>Fissurina limbata</i>	—	—	—	—	—	—	—	—	—
<i>Fissurina orbygniana</i>	1	1,3	—	—	1,1	0,6	—	—	—
<i>Fissurina pulchella</i> var. <i>hexagona</i>	—	—	—	0,4	0,6	—	—	—	—
<i>Gaudryina quadrangularis</i>	—	3,2	—	—	—	—	2,1	—	—
<i>Gaudryina rudis</i>	1	—	—	1,8	—	—	—	—	—
<i>Gavelinopsis praegeri</i>	—	0,6	—	—	0,6	—	—	—	—
<i>Globocassidulina crassa</i>	5	1,9	—	—	—	1,2	—	—	—
<i>Globocassidulina subglobosa</i>	4	—	—	—	—	—	—	—	—
<i>Globulina consobrina</i>	—	—	—	—	1,1	—	—	—	—
<i>Gypsina mastelensis</i>	—	—	—	—	—	—	—	0,5	—
<i>Gyroidina neosoldani</i>	—	—	—	—	—	0,6	—	—	—
<i>Heterolepa floridana</i>	5	—	—	—	—	0,6	—	—	—
<i>Höglundina elegans</i>	2	—	—	—	1,6	2,4	—	—	—
<i>Karreruela aperturalis</i>	2	—	—	—	—	2,4	—	—	—
<i>Karreruela bradyi</i>	1	—	—	—	—	—	—	—	—
<i>Lagena</i> sp.	—	—	—	—	—	0,6	—	—	—
<i>Lagena striata</i>	—	—	—	—	—	0,6	—	—	—
<i>Lenticulina atlantica</i>	—	—	—	—	—	—	0,7	—	—
<i>Lenticulina calcar</i>	1	—	—	—	—	—	—	—	—
<i>Lenticulina cultrata</i>	—	—	—	0,4	—	0,6	—	—	—
<i>Lenticulina gibba</i>	—	—	—	—	0,6	—	—	0,5	—
<i>Lenticulina inornata</i>	—	0,6	—	—	—	—	—	—	—
<i>Lenticulina orbicularis</i>	7	8,4	3,3	—	7,1	4,8	10,9	3,8	9,2
<i>Lenticulina rotulata</i>	—	—	—	—	—	—	—	—	0,9
<i>Lenticulina</i> sp.	—	—	—	0,4	—	—	—	—	—
<i>Lenticulina vortex</i>	—	—	—	—	—	—	0,7	—	1,5
<i>Liebusella soldani</i>	7	—	—	—	—	1,8	—	—	—
<i>Marginulina</i> aff. <i>cultrata</i>	—	—	—	—	0,6	—	—	—	—

Profundidade (m)	495	185	115	110	215	315	180	95	230
Amostra	GG-2(*)	GG-3	GG-4	GG-6	GG-7	GG-9	GG-10	GG-11	GG-12
População bentónica total	83	155	275	224	183	168	146	208	206
Espécies (%) (continuação):									
<i>Marginulina glabra</i> ..	—	—	—	0,4	—	—	—	—	—
<i>Massilina</i> sp. ...	—	—	—	—	0,6	—	—	—	—
<i>Miliolinella subrotunda</i> ...	—	—	—	0,4	—	—	—	—	—
<i>Miliolinella</i> sp. ...	—	—	—	—	—	1,2	—	—	0,5
<i>Mississipina concentrica</i> ..	—	—	0,7	1,3	—	—	1,4	—	0,5
<i>Neoconorbina terquemii</i> ..	—	1,3	—	0,4	—	—	—	—	—
<i>Nummuloculina contraria</i> var. <i>irregularis</i> ...	2	—	—	—	—	—	—	—	—
<i>Oolina laevigata</i> ...	—	—	—	—	0,6	—	—	—	—
<i>Osangularia</i> sp. ...	—	—	—	—	—	0,6	—	—	—
<i>Paromalina crassa</i> ...	—	—	—	—	—	5,4	—	—	—
<i>Pateoris hauerinoides</i> ...	1	—	—	0,4	0,6	—	—	—	—
<i>Planispirulina wrighti</i> ...	—	—	0,4	0,4	1,1	—	0,7	—	—
<i>Planopulvinulina dispansa</i> ...	—	—	0,7	—	—	—	—	—	—
<i>Planulina ariminensis</i> ...	5	—	—	—	—	1,2	—	—	—
<i>Psammosphaera fusca</i> ...	—	—	—	—	—	0,6	—	—	—
<i>Pyrgo fornasinii</i> ...	—	1,3	—	—	2,2	—	1,4	—	1,9
<i>Pyrgo lucernula</i> ...	3	—	—	—	—	—	—	—	—
<i>Pyrgo</i> sp. ...	—	—	—	0,4	—	—	—	—	—
<i>Quinqueloculina angulata-undulata</i> .	—	—	—	—	—	—	—	—	—
<i>Quinqueloculina badensis</i> ..	—	—	—	0,4	—	—	—	—	0,5
<i>Quinqueloculina dunquerkiana</i> ..	1	—	—	—	—	—	—	—	—
<i>Quinqueloculina longirostra</i> ..	—	—	—	—	—	—	0,7	—	—
<i>Quinqueloculina seminulum</i> ..	—	—	—	0,9	—	—	—	—	—
<i>Quinqueloculina</i> cf. <i>venusta</i> ...	—	—	—	—	—	—	—	—	0,9
<i>Quinqueloculina</i> sp. ...	—	0,6	—	—	—	—	—	—	—
<i>Reophae</i> sp. ...	—	—	—	—	—	1,8	—	—	—
<i>Rhabdammina abyssorum</i> ...	—	—	0,4	—	—	—	—	—	—
<i>Robertinoides bradyi</i> ..	—	—	—	—	—	1,2	—	—	—
<i>Rosalina anglica</i> ..	—	5,2	—	0,4	—	1,2	1,4	0,5	—
<i>Rosalina bradyi</i> ...	—	—	1,5	1,3	1,6	—	—	—	—
<i>Rosalina globularis</i> ...	—	14,8	1,8	29,0	15,3	12,5	5,5	1,9	7,8
<i>Rosalina obtusa</i> ...	—	—	—	—	—	—	—	—	—
<i>Rosalina</i> sp. ...	—	—	—	—	—	—	—	—	3,4
<i>Siphotextularia flinti</i> ...	—	—	—	—	—	—	—	—	—
<i>Siphouvigerina asperula</i> ..	5	0,6	—	—	—	1,8	—	—	—
<i>Sphaerogypsina globula</i> ..	—	—	1,8	—	—	—	—	0,5	—
<i>Spirulina denticulata</i> ..	—	0,6	—	—	—	—	—	—	—
<i>Spirulina limbata</i> ..	—	1,3	—	—	—	1,8	—	—	—
<i>Spirulina</i> sp. ...	1	—	—	—	—	—	—	—	—
<i>Spiroloculina dilatata</i> ...	1	—	—	—	—	—	—	—	—
<i>Spiroplectammina sagitula</i> var. <i>fistulosa</i> ...	—	—	—	—	—	—	—	—	1,5
<i>Spiroplectammina wrighti</i> ..	—	3,2	0,4	1,8	3,8	0,6	4,8	—	—
<i>Trifarina carinata</i> var. <i>bradyana</i> ..	—	2,6	—	—	2,2	8,3	2,7	1,4	1,9
<i>Trifarina carinata</i> var. <i>spinipes</i> ...	—	1,9	—	—	—	7,1	0,7	0,5	—
<i>Trifarina fornasinii</i> ...	—	13,6	15,3	2,2	4,9	13,7	18,5	8,7	18,4
<i>Trifarina</i> sp. ...	—	—	—	0,4	—	—	—	—	—
<i>Triloculina</i> sp. ...	—	0,6	—	—	—	—	—	—	—
<i>Valvulineria bradyana</i> ...	1	—	—	—	—	—	—	—	1,5
<i>Valvulineria araucana</i> ...	—	—	—	—	0,6	—	—	—	—
<i>Vulvulina pennatula</i> ..	2	—	—	—	—	—	—	—	—
<i>Textularia calva</i> ...	—	—	—	—	—	—	—	2,9	—
<i>Textularia</i> cf. <i>goesi</i> ...	—	—	—	—	—	—	0,7	1,9	—
<i>Textularia kerimbaensis</i> ...	—	—	6,9	3,6	1,1	0,6	1,4	7,6	3,4
<i>Textularia pseudorugosa</i> ...	—	—	—	—	—	—	—	0,9	—
<i>Textularia</i> sp. ...	—	—	—	0,4	—	1,2	—	—	—
Indeterminados ...	2	—	—	2,7	—	0,6	—	1,4	1,5

(*) Na amostra GG-2 não foram calculadas as percentagens porque o total de exemplares não atingiu a centena.

zona de mistura de águas de superfície temperadas a quentes, tal como já havia feito o autor do trabalho sobre os foraminíferos do banco de Gorringe, inserido no *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*, vol. XIII, 1973.

Ao analisar a fauna bentónica, procurou-se explicar algumas causas que teriam obstado à concretização do respectivo enquadramento batimétrico. Assim, apontam-se os seguintes factos: o número de amostras para estudos de microfauna foi insuficiente, a localização e morfologia do banco, cujas vertentes são bastante inclinadas, dificultam a deposição normal dos sedimentos, ocasionando misturas de material.

Ainda de referir que certos géneros tipicamente litorais não podiam ter percentagens expressivas, ou até estar presentes, por se tratar de ambiente oceânico.

Na fig. 3 mostra-se a distribuição em percentagem dos foraminíferos planctónicos comparativamente com os bentónicos, segundo a batimetria.

Assim, verifica-se que as amostras GG-2, GG-7, GG-9 e GG-10 caem no domínio dos foraminíferos planctónicos, sendo as espécies *Globigerinoides ruber*, *G. trilobus*, *Turborotalia inflata* e *Globorotalia truncatulinoides* as mais abundantes.

Constatou-se também que no domínio dos foraminíferos bentónicos as amostras GG-4, GG-6 e GG-11 são mais ricas em *Cibicides fletcheri*, *C. lobatulus*, *Eponides repandus* e *Trifarina fornasinii*.

As amostras GG-3 e GG-12 mostram idênticas percentagens de foraminíferos planctónicos e bentónicos, formando um conjunto fronteira entre os dois domínios faunísticos citados.

AGRADECIMENTOS

À Dr.^a Maria de Lourdes Ubaldo quero agradecer e sublinhar a constante colaboração, o

apoio sempre pronto. Agradeço, também, as sugestões e os comentários apresentados pelo Dr. José H. Monteiro.

Agradecimentos são devidos, de igual modo, aos Drs. Luís C. Gaspar e João A. Dias pela ce-

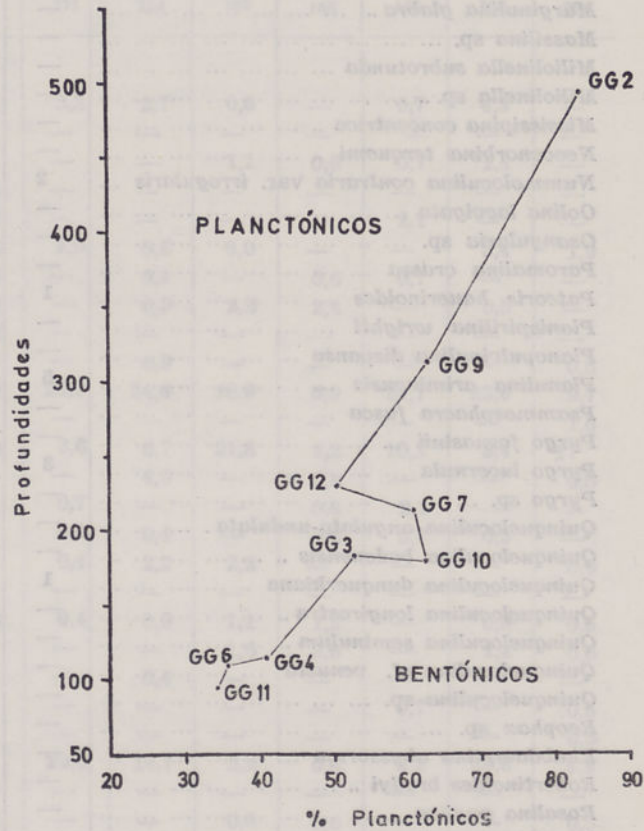


Fig. 3 — Relação entre os foraminíferos planctónicos e bentónicos em função da profundidade

dência do material, pelos elementos de sedimentologia facultados e por algumas indicações bibliográficas úteis.

Ao Dr. António Serralheiro e ao Sr. Daniel Matias, os meus agradecimentos pela colaboração prestada no desenho dos mapas.

BIBLIOGRAFIA

- AUZENDE, J. M. *et al.* — «Sampling and observation of oceanic mantle and crust on Gorringe Bank». *Nature*, 273, 1978, 45-49.
- BANDY, O. L. & CHIERICI, M. A. — «Depth — temperature evaluation of selected California and Mediterranean bathyal Foraminifera». *Marine Geology*, 4 (4), 1966, 259-271.
- BARKER, R. W. — «Taxonomic notes on the species figured by H. B. Brady in his Report on the Foraminifera dredged by H. M. S. *Challenger* during the years 1873-1876». *Sp. Publ. Soc. Econ. Paleont. Mineral*, Tulsa, 9, 1960.
- BOLTOVSKOY, E. — «Planktonic Foraminiferal assemblages of the epipelagic zone and their thanatocoenoses». *Micropaleontology of Oceans*, London, Funnell e Riedel, Cambridge Univ. Press, 1971, 277-288.
- BRAGA, J. M. & GALHANO, M. H. — «Foraminíferos do arquipélago da Madeira». *Publ. Inst. Zool. Dr. Augusto Nobre, Fac. Ciênc. Porto*, 94, 1965.
- CITA, M. B. — «'Extra-Core Material' of Gorringe Bank —

- site 120, D.S.D.P. Leg 13». In Ryan, W. B. F., Hsü, K. J. et al., *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*, Washington, 13, 1973, 19-35.
- COLOM, G. — «Foraminíferos ibéricos. Introducción al estudio de las especies bentónicas recientes». *Invest. Pesquera*, Barcelona, 38 (1), 1974.
- GALHANO, M. H. — «Foraminíferos da costa de Portugal (Algarve)». *Publ. Inst. Zool. Dr. Augusto Nobre, Fac. Ciênc. Porto*, 89, 1963.
- ELLIS, B. F. & MESSINA, A. — «Catalogue of Foraminifera». *Amer. Mus. Nat. Hist. Spec. Publ.*, New York, 1940 e seg.
- LE ROY, D. O. & HODGKINSON, K. A. — «Benthonic Foraminifera and some pteropoda from a deep-water dredged sample, northern Gulf of Mexico». *Micro-paleontology*, 21 (4), 1975, 420-447.
- LOEBLICH, A. R. & TAPPAN, H. — «Sarcodina, chiefly (Thecamoebians) and Foraminiferida». In *Treatise on Invertebrate Paleontology*, R. C. Moore Ed., Part C, Geol. Soc. America and Univ. Kansas Press, 1964.
- MATOS, J. E. — «Foraminíferos da plataforma continental e parte superior da vertente portuguesa entre os cabos Raso e Espichel». *Comunic. Serv. Geol. Portugal*, Lisboa, 57, 1973-1974, 61-89.
- MAYEWSKE, O. P. — *Recognition of invertebrate fossil fragments in rocks and their Sections*, Leiden, E. Y. Brill, 1969.
- MILLIMAN, J. D. — *Marine Carbonates*. New York, Part 1, 1974.
- MURRAY, J. W. — *An atlas of British Recent Foraminifera*. London, Heinemann Educational Books, 1971.
- RÖGL, F. & BOLLI, H. M. — «Holocene to Pleistocene planktonic Foraminifera of leg 15, Site 147 [Cariaco basin (Trench), Caribbean sea] and their climatic interpretation». In Edggar, N. T. Saunders, J. B. et al., *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*. Washington, 15, 1973, 553-615.
- RUDDIMAN, W. F. — «Recent Planktonic Foraminifera: Dominance and Diversity in North Atlantic Surface Sediments». *Science*, 164, 1969, 1164-1167.
- RYAN, W. B. F.; HSU, K. Y. et al. — *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*. Washington, 13, 1973.
- UBALDO, M. L. & OTERO, M. R. — «Foraminíferos da costa su-sudoeste de Portugal». *Garcia de Orta*, Lisboa, 2 (2), 1978, 77-130.

L. CELIBRINO SILVA

Laboratório de Biologia Portuguesa e Paleontologia do Instituto CIBIO

A. SENRALHEIRO

Laboratório de Biologia Portuguesa e Paleontologia do Instituto CIBIO

A. P. PEREIRA FARIAS

Laboratório de Geologia e Geografia do Instituto de Ciências da Universidade de Lisboa

Recebido em 20/12/1978

Apresenta-se a carta geológica da Ilha de Santiago (Cabo Verde) no escala de 1:100 000, acompanhada da interpretação da geomorfologia, hidrografia e do estudo petrográfico das rochas ígneas e metamórficas. Com base no estudo petrográfico das rochas ígneas e no análise estratigráfica (com a microfauna), descreve-se a estrutura geológica da ilha e a sua relação ao quadro geral da magmatismo do arquipélago.

The geological map of Santiago Island (Cape Verde) scale 1:100 000 is presented, accompanied by the interpretation of the geomorphological features and by a petrographic and structural study of the volcanic and granitic complexes. The magmatic evolution of the island and its relation with the general scheme of the archipelago is discussed, together with a petrographic study of the rocks elements including minerals and microfossils contained within.

INTRODUÇÃO

Com a elaboração da carta geológica no escala de 1:100 000 da Ilha de Santiago, Cabo Verde, criou-se a oportunidade de apresentar o estudo geológico-petrográfico e vulcanológico desta ilha, inserido no do arquipélago e em comparação com elementos respeitantes a outras ilhas da grande bacia atlântica (1).

Santiago é a maior ilha do arquipélago do Cabo Verde, situada a 450 km a oeste do cabo Bojador, no Senegal, entre 22° 30' e 23° 30' de latitude N e 17° 30' e 18° 00' de longitude W. O arquipélago situa-se a cerca de 2000 km a leste da localização actual do rift médio-atlântico, tendo, portanto, segundo alguns autores, ocupado a mid-oceanic position in early

(1) Comissão de aproveitamento científico do Instituto de Geologia (Lisboa, 10-11 de Dezembro, 1977).

Estudo geológico, petrológico e vulcanológico da ilha de Santiago (Cabo Verde) ⁽¹⁾

C. A. MATOS ALVES

Laboratório Mineralógico e Geológico da Faculdade de Ciências da Universidade de Lisboa

J. R. MACEDO

Laboratório de Estudos Petrológicos e Paleontológicos do Ultramar (JICU)

L. CELESTINO SILVA

Laboratório de Estudos Petrológicos e Paleontológicos do Ultramar (JICU)

A. SERRALHEIRO

Laboratório de Estudos Petrológicos e Paleontológicos do Ultramar (JICU)

A. F. PEIXOTO FARIA

Laboratório Mineralógico e Geológico da Faculdade de Ciências da Universidade de Lisboa

(Recebido em 15-XII-1979)

Apresenta-se a carta geológica da ilha de Santiago (Cabo Verde) na escala de 1 : 100 000, acompanhada da interpretação da sequência vulcano-estratigráfica e do estudo petroquímico dos complexos lávicos e granulares. Com base no estudo geoquímico dos elementos maiores e na análise estatística (uni e multivariada), discute-se a evolução magmática da ilha e a sua integração no quadro geral do magmatismo do arquipélago.

The geological map of Santiago island (Cape Verde) scale 1 : 100 000 is presented, accompanied by the interpretation of the volcano-stratigraphic sequences and by a petrographic and chemical study of the volcanic and granular complexes. The magmatic evolution of the island and its relation with the general scheme of the archipelago is discussed on basis of a geochemical study of the major elements including univariate and multivariate statistical analyses.

INTRODUÇÃO

Com a elaboração da carta geológica na escala de 1:100 000 da ilha de Santiago, Cabo Verde, criou-se a oportunidade de apresentar o estudo geológico-petrológico e vulcanológico desta ilha, enquadrado no do arquipélago e em comparação com elementos respeitantes a outras ilhas da grande bacia atlântica ⁽²⁾.

Santiago é a maior ilha do arquipélago de Cabo Verde, situado a 450 km a oeste do cabo homónimo, no Senegal, entre 22° 30' e 25° 30' de longitude W. e 17° 30' e 15° 00' de latitude N. (fig. 1). O arquipélago situa-se a cerca de 2000 km a leste da localização actual do *rift* médio-atlântico, tendo, porém, segundo alguns autores, «occupied a mid-oceanic position in early

(1) Comunicação apresentada oralmente no Encontro de Geociências (Lisboa, 10-14 de Dezembro, 1979).

(2) Existe um estudo eminentemente geológico (tese de doutoramento), com cartografia geológica na escala de 1 : 25 000 da autoria de A. Serralheiro (1976).

mosozoic time» (Rona, 1970, citado por Gunn & Watkins, 1976). As ilhas podem, então, ser consideradas de intraplaca e/ou de *spreading-center*.

MORFOLOGIA

O relevo actual, dividido em dois maciços importantes, as serras do Pico da Antónia e da Malagueta (e alguns acidentes periféricos), resultou da dissecação erosiva do último grande edifício vulcânico erigido pelos derrames do Complexo eruptivo do Pico da Antónia. Os materiais piroclásticos têm pequeno desenvolvimento no conjunto das formações, pelo que apenas localmente influenciam a morfologia. O enorme aparelho vulcânico, que se inclui nos grandes vulcões em «escudo» (Serralheiro, 1976, p. 18, fig. 1), tem no fundo do mar dimensões muito grandes, que, verdadeiramente, não se podem determinar porque a sua base embrica com a de aparelhos adjacentes. Pode falar-se, se esquecermos o vulcanismo adventício, de um grande aparelho vulcânico muito destruído (a maior altitude actual

não corresponde, obviamente, à altura máxima outrora alcançada), onde se destacam grandes depressões erosivas, como S. Jorge dos Órgãos, e planuras pouco inclinadas, de dois tipos: as do interior da ilha, correspondentes à sobreposição de derrames pouco inclinados (2° a 10°), e as do litoral (sobretudo sul e sudeste), as «achadas», resultantes da aplanagem litoral, de idade quaternária.

ESQUEMA VULCANO-ESTRATIGRÁFICO

A sequência dos acontecimentos geológicos na ilha é a seguinte (dos mais antigos para os mais recentes):

- I — Complexo eruptivo interno, antigo.
- II — Conglomerados anteformação dos Flamengos.
- III — Formação dos Flamengos.
- IV — Formação dos Órgãos.
- V — Formação lávica pós-Formação dos Órgãos.

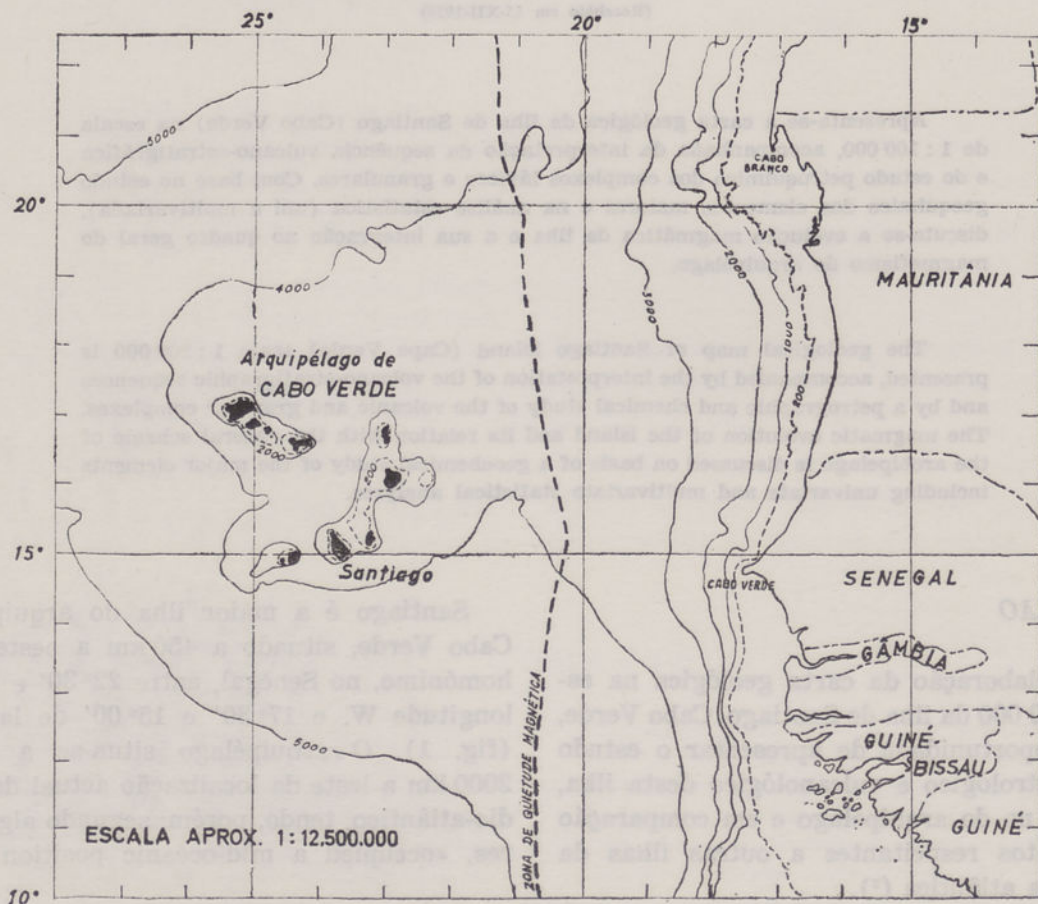


Fig. 1 — Localização do arquipélago em relação à linha de quietude magnética (in LANCELOT, Y. SEIBOLD, E. et al. — *Initial Report of the Deep Sea Drilling Project*. Washington (U. S. Government Printing Office), XLI, 1977, p. 234, modificado)

VI — Sedimentos posteriores à Formação dos Órgãos e anteriores às lavas submarinas inferiores (LRi) do Complexo eruptivo do Pico da Antónia.

VII — Complexo eruptivo do Pico da Antónia.

VIII — Formação da Assomada.

IX — Formação do Monte das Vacas.

X — Formações sedimentares recentes de idade quaternária.

Este esquema vulcano-estratigráfico tem paralelo (nos seus traços gerais) noutras ilhas do arquipélago, embora nalgumas sejam notórias certas diferenças fundamentais.

Estão neste caso a ilha de Maio, onde formações sedimentares jurássicas e cretácicas, inexistentes em quaisquer outras ilhas do arquipélago, constituem acontecimento fundamental que baliza cronologicamente os acidentes que se lhe sucedem (Serralheiro, 1968 e 1976, Cleintuar & Ealey, 1971, Klerkx et al., 1971 e 1974, Rigassi, 1975, Paepe et al., 1974, Gunn & Watkins, 1976).

Também o aparecimento de «lavas tholeiíticas» segundo alguns autores (Paepe & Klerkx, 1974) é facto *sui generis* naquelas paragens, relevante da existência de *mesozoic ridge*, que não deixa de suscitar dificuldades interpretativas.

No quadro I podem ver-se em paralelo as sequências vulcano-estratigráficas das várias ilhas com as suas concordâncias, discordâncias e lacunas (Serralheiro, 1976).

Da análise desse quadro evidencia-se a sequência vulcanológica mais completa da ilha de Santiago, enquanto noutras ilhas (Brava, Boa Vista, etc.) é nítida a predominância de rochas félsicas (sienitos nefelínicos, fonólitos, etc.), sendo, por vezes, extremamente desenvolvidos os complexos granulares, sub e intravulcânicos.

Na figura 2 apresentam-se alguns dos cortes geológicos mais representativos da ilha de Santiago, onde se pode observar a posição relativa das diversas unidades geológicas.

GEOLOGIA E PETROGRAFIA

I — Complexo eruptivo interno, antigo

Esta designação corresponde às formações mais antigas da parte emersa da ilha e diz respeito, fundamentalmente, à densíssima rede filoniana que forma como que o esqueleto do vulcão

no nível actual da erosão. Encontram-se afloramentos desta unidade geológica até altitudes de 650 m, demonstrando que o crescimento do aparelho eruptivo se terá feito por actividade central e, depois, filoniana e difusa, o que justifica a dispersão do Complexo eruptivo interno, antigo, por quase toda a superfície actual da ilha. Os filões, na sua actividade, teriam destruído quase completamente as escoadas, hoje resumidas, aqui e acolá, a meros encraves ou formações de aparência brechóide.

No actual nível de erosão são fundamentalmente visíveis os filões básicos e fono-traquíticos e as intrusões de rochas granulares.

Foi possível estabelecer, em linhas gerais, neste Complexo eruptivo interno, antigo, a seguinte cronologia relativa:

- a) Complexo filoniano de base de natureza essencialmente basáltica (CA);
- b) Intrusões de rochas granulares silicatadas (γ);
- c) Brechas intravulcânicas e filões brechóides (B);
- d) Intrusões e extrusões fonolíticas e traquíticas (ϕ);
- e) Carbonatitos (Cb).

As relações entre as várias formações nem sempre são claras. Sabe-se que os carbonatitos são, nalguns afloramentos, mais modernos que as rochas granulares silicatadas e as brechas profundas, enquanto noutros locais atravessam fonólitos e traquitos que, por sua vez, são posteriores às granulares, parecendo, assim, tardios em relação a este cortejo de acontecimentos. Já não foi possível, por exemplo, correlacionar lateralmente as formações filonianas da mesma natureza, pertencentes a manchas do «Complexo eruptivo interno, antigo» afastadas geograficamente. De resto, é facto comprovado que há recorência dos tipos petrográficos na história geológica das ilhas.

Os afloramentos das rochas do Complexo eruptivo interno, antigo, repartem-se, fundamentalmente, por três zonas: no Norte, na baía do Tarrafal, Chão de Arruela e baía de Angra; no Centro, na vasta depressão ladeada pelas serras do Pico da Antónia, da Malagueta, de Palha Carga, de Monte Pedroso, etc., e no Sul, nos vales das ribeiras de Santa Ana, de S. Martinho Grande, da Trindade, do Forno, de Veneza, de S. Domingos, de Portete, de S. Francisco, do Lobo, etc.

As zonas assinaladas coincidem com as zonas de baricentros identificadas na ilha (Victor, 1970, p. 110-117, fig. 2.41), que podem ver-se na figura 3.

a) Complexo filoniano de base (CA)

Estas formações, em geral muito alteradas e de natureza essencialmente basáltica, são as predominantes no Complexo eruptivo interno, antigo. Constituem densa e complexa rede filoniana (est. I, fig. 1) associada, localmente, a brechas vulcânicas e restos de possíveis mantos.

As rochas têm em regra textura porfírica de matriz fina ou mesmo criptocristalina, contendo por vezes material vítreo e/ou zeolítico. Parecem fazer parte de uma série petrográfica cujos termos vão dos ankaratritos aos basanitos ou se apresentam mais ou menos despídos de feldspato e extremamente vítreos, do tipo limburgito. O mais representativo parece ser o basanítico.

Todas as rochas se encontram profundamente fracturadas, estando as fissuras preenchidas por material zeolítico e/ou carbonatado e apresentando fenómenos de reabsorção com transformações periféricas de cristais de biotite, anfíbola e piroxena, com formação de auréolas de grânulos de piroxena verde e minerais opacos. A piroxena, ligeiramente acastanhada, pleocróica, é augite; pode existir aegirina-augite. A primeira pode apresentar bordos, ou mesmo núcleos, de natureza sódica.

b) Intrusões de rochas granulares silicatadas (γ)

As rochas granulares silicatadas (que formam complexos subvulcânicos e/ou intravulcânicos), em particular as do tipo ijólito-melteiítico, parecem apresentar íntimas relações geológicas e, pelo menos aparentemente, petrogenéticas, com os carbonatitos (filões e pitões).

Dos inúmeros afloramentos granulares (Serralheiro, 1976) destacam-se os dos montes Gonzalo Afonso e Pensamento, das ribeiras de S. Filipe, do Forno (Figueira de Portugal), de Santa Ana, dos Engenhos e do monte Alto de Deus E Grande (Ribeirão Manuel), onde predominam rochas silicatadas subsaturadas, alcalinas, enquanto nos afloramentos das ribeiras da Barca (Canafistula), do Charco e de Sansão e na zona norte da ilha (baía de Angra e Chão de Arruela) são fundamentais, ou exclusivos, os carbonatitos.

As rochas silicatadas alcalinas, que mostram frequentes sinais de metassomatismo alcalino e/ou cálcico, são gabros feldspatóidicos, olivínicos (porfíricos ou equigranulares, localmente com *layering* subvertical), mela e monzogabros feldspatóidicos, gabros essexíticos, piroxenitos escassamente feldspatóidicos, sienitos, melassienitos e monzossienitos feldspatóidicos e rochas ijólito-melteiíticas.

Particularmente importantes são os afloramentos das áreas do monte Pensamento e da ribeira do Forno (Figueira de Portugal). No primeiro ou há duas fases ijólito-melteiíticas (uma das quais evoluiu para um metassomatito cálcico com hidrogrossulária, vesuvianite, wollastonite, xonotlite e flogopite) e duas fases posteriores de rochas sieníticas (Silva & Figueiredo, 1976) ou uma única fase ijólito-melteiítica afectada por acções metassomáticas selectivas e localizadas, responsáveis pela formação do «metassomatito cálcico», podendo esta última rocha corresponder a um tipo de fenito pouco frequente (Silva, 1979).

No referido afloramento (Silva, *op. cit.*) o material sienítico — que coexiste na brecha ígnea com elementos de natureza ijólito-melteiítica (ricos de biotite, biotite flogopítica e apatite) —, se nalguns locais parece corresponder a uma fase intrusiva, noutros sugere segregações *in situ* (na bolsa magmática) a partir de diferenciados básicos. Recortando aquelas formações, são frequentes filões de carbonatito dolomítico e de prováveis monchiquitos.

Na área de Figueira de Portugal as rochas granulares silicatadas formam um afloramento principal na ribeira do Forno, a jusante da Povoação da Fábrica, e nas elevações que se desenvolvem desde a margem direita (Silva, 1977). A partir da base pode ver-se piroxenito alcalino grosseiro (com escassos feldspatóides e plagioclase), passando gradualmente para o topo da formação, a gabros feldspatóidicos, olivínicos, frequentemente porfíricos. A zonagem subvertical e subparalela, observada em alguns domínios do afloramento, corresponde, fundamentalmente, a um bandado com diferentes proporções relativas de plagioclase cálcica, de augite-salite, titanífera, de olivina magnésiana (Fa_{15-35}) e de magnetite com exsolução de ilmenite.

Nos piroxenitos e nos gabros alcalinos são frequentes segregações sieníticas, analcito-nefelínicas e kaersutíticas.

Finalmente, cortando os tipos petrográficos anteriores, podem ver-se estruturas filonianas de

QUADRO I

		Santiago	Maio	Boa Vista	S. Nicolau	S. Vicente	Sal	Fogo	Brava
Quaternário	Actividade vulcânica e sedimentos holocénicos	a (areias, aluviões), d (dunas act.), dv (dep. vertente), de (dep. enxurrada)	a, d, dv, de	a, d, de, dv	a, d, de, dv	a, d, de, dv	a, d, de, dv	e, de, dv, cones de piroclastos e derrames históricos e actuais	a, dv
	Sedimentos plistocénicos, calcários, calcarenitos, conglomerados	np (níveis de praia) 2 a 80 m, d (dunas fósseis)	np 2 a 100 m df	np 2 a 130 m df	np 2 a 50 m df	up 2 a 40 m (?) df	np 2 a 60 m df	—	np 2 a 50 m
Pliocénico	Cones de piroclastos e pequenas escoadas, basálticas	Formação do monte das Vacas	—	Vários cones	Formação do monte Gordo	Vários cones	Poucos cones	Numerosos cones de piroclastos e derrames associados	Poucos cones
	Derrames importantes pós-complexo principal, basálticos	Formação da Assomada Mantos subaéreos	—	—	—	?	?	Mantos e piroclastos	?
	Complexo eruptivo principal, basáltico (essencialmente) e fonotraquítico	Complexo eruptivo do PA Piroclastos e escoadas Mantos e piroclastos Tufo brecha (TB) Fono-traquitos (domas, escoadas, pirocl.) Cal., calcaren. Séries espessas de mantos e piroclastos Lav. em rolos sup. Calcar., conglo. Lav. em rolos inf. Cong., calcaren.	4.ª fase lávica Mantos subaéreos Calcarenitos	Formação de Chão de Calheta Lavas em rolos sup. Calcarenitos Lava em rolos inf. Conglomerados, calcarenitos	Complexo eruptivo principal Série superior Fonólitos Série inferior Lavas em rolos sup. Calcarenitos Lavas em rolos inf.	Complexo do monte Verde Mantos subaéreos Piroclastos, fonólitos Lavas em rolos? Calcarenitos	Mantos e piroclastos Lavas em rolos? Calcarenitos	Mantos e piroclastos Lavas em rolos?	Mantos e piroclastos Lavas em rolos?
Miocénico	Traquitos pós-CB	Doma (monte Branco)	—	Formação de Pico Forcado (fonólitos)	—	?	?	?	?
	Depósitos conglomerático-brechóides CB	Formação dos Órgãos Fácies terrestre Fácies marinha	Fácies terrestre Fácies marinha	Conglomerado (Rocha Estância) Formação do Caçador (fonólitos)	Fácies terrestre Fácies marinha	Fácies terrestre Fácies marinha?	?	?	?
Miocénico médio	Derrames submarinos muito vastos e espessos λρ	Formação dos Flamengos Fácies marinha	3.ª fase lávica Fácies terrestre Fácies marinha	Formação do Fundo de Figueiras Fácies marinha Fácies terrestre	Formação de Figueira de Coxe Fácies marinha	?	?	?	?
	Sedimentos	Conglomerados	Formação de Pedro Vaz	?	Calcarenitos	?	?	?	?
Paleogénico	Complexo eruptivo interno, antigo CA	Carbonatitos (pitões, filões) Fonólitos, traquitos e rochas afins Brechas profundas Rochas granulares Complexo filoniano de fácies basáltica	Carbonatitos (filões) Fonólitos Brechas profundas 1.ª e 2.ª fase lávica (complexo filoniano de fácies basáltica) Rochas granulares	Formação do Passarão Carbonatitos Fonólitos Brechas profundas Brechas Rochas granulares Complexo filoniano, fonolítico	Carbonatitos (filões) Fonólitos e rochas afins Brechas Rochas granulares (xenólitos) Complexo filoniano de fácies basáltica	Carbonatitos (pitões, filões) Fonólitos e rochas afins Brechas Rochas granulares Complexo filoniano de fácies basáltica	Carbonatitos Fonólitos e rochas afins Brechas? Rochas granulares Complexo filoniano de fácies basáltica	Carbonatitos ? ? Rochas granulares (filões) Complexo filoniano de fácies basáltica	Carbonatitos Fonólitos e rochas afins Brechas Rochas granulares Complexo filoniano de fácies basáltica
		—	Argilas e margas	—	—	—	—	—	—
Cretácico	Cretácico inferior	—	Argilas, margas Calcários com silixito	—	—	—	—	—	—
Jurássico	Jurássico superior	—	Calcários com silixito	—	—	—	—	—	—

(SERRALHEIRO, 1976.)

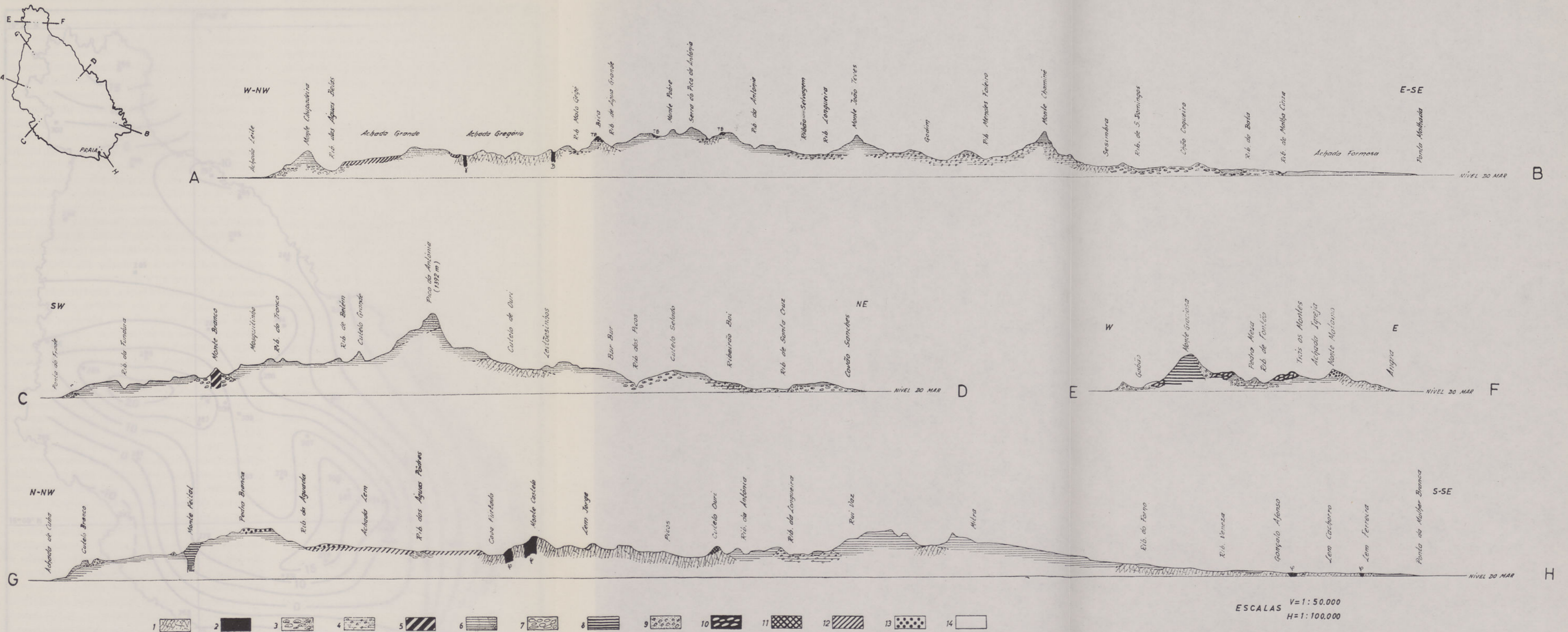


Fig. 2—1—Complexo filoniano de base de natureza essencialmente basáltica, do Complexo eruptivo interno, antigo (CA); 2—Intrusões de rochas granulares silicatadas (γ), brechas intravulcánicas (B) e chaminés de rochas fonolíticas e traquíticas (φ), do CA; 3—Lavas submarinas (derrames e piroclastos) da Formação dos Flamengos; 4—Depósitos de enxurrada e sedimentos marinhos da Formação dos Órgãos (OB); 5—Doma de rocha traquítica, pós-CB e ante-PA; 6—Mantos e piroclastos indiferenciados do Complexo eruptivo do Pico da Antónia (PA); 7—Lavas submarinas e piroclastos (superiores e inferiores) do PA; 8—Domas de natureza fonolítica e traquítica e rochas afins, do PA; 9—Piroclastos e depósitos de nuvem ardente dos domas de natureza traquítica e fonolítica do PA; 10—Mantos lávicos subaéreos do doma de natureza fonolítica, do PA; 11—Tufo-brecha (TB) do PA; 12—Mantos lávicos subaéreos da Formação da Assomada; 13—Cones e pequenos derrames da Formação do Monte das Vacas; 14—Aluviões e eluviões

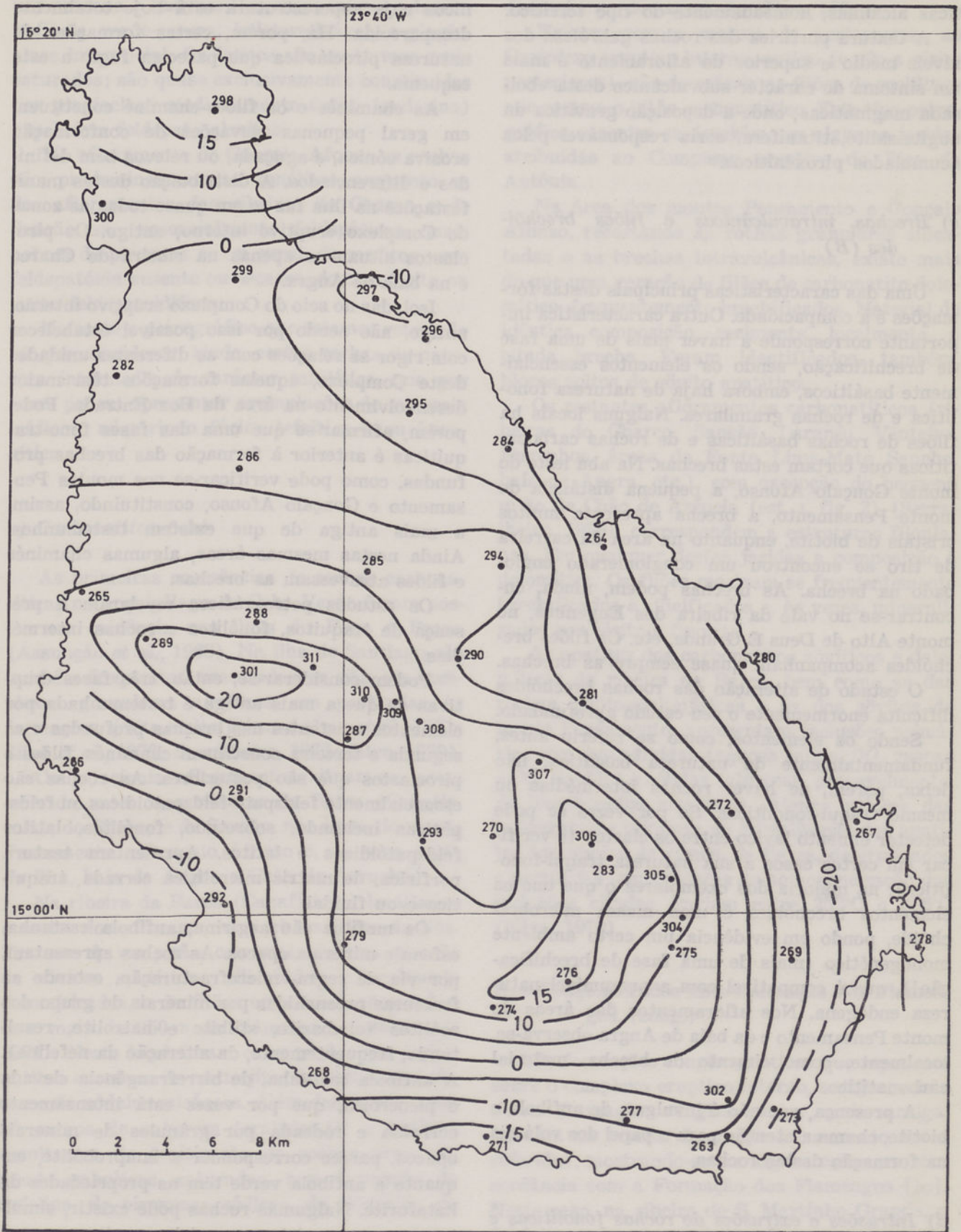


Fig. 3 — Carta de anomalias residuais, ilha de Santiago. Equidistância=5 mgals (L. Mendes Víctor, 1970)

microssienito feldspatóidico e de rochas basálticas alcalinas, nomeadamente do tipo tefrítico.

A textura porfírica das rochas gabróicas dos níveis médio e superior do afloramento é mais um sintoma do carácter subvulcânico desta «bol-sada magmática», onde a deposição gravítica da augite-salite, titanífera, seria responsável pelos acumulados piroxeníticos.

c) Brechas intravulcânicas e filões brechóides (B)

Uma das características principais destas formações é a compacidade. Outra característica importante corresponde a haver mais de uma fase de brechificação, sendo os elementos essencialmente basálticos, embora haja de natureza fonolítica e de rochas granulares. Nalguns locais há filões de rochas basálticas e de rochas carbonatíticas que cortam estas brechas. Na aba leste do monte Gonçalo Afonso, a pequena distância do monte Pensamento, a brecha apresenta muitos cristais de biotite, enquanto na área da carreira de tiro se encontrou um conglomerado englobado na brecha. As brechas podem, ainda, encontrar-se no vale da ribeira dos Engenhos, no monte Alto de Deus E Grande, etc. Os filões brechóides acompanham quase sempre as brechas.

O estado de alteração das rochas brechóides dificulta enormemente o seu estudo aprofundado.

Sendo os elementos, como se referiu antes, fundamentalmente de natureza basáltica, não deixa, porém, de haver rochas intermédias ou mesmo traqui-fonolíticas. Se por vezes se pode detectar cimento lávico entre os clastos (e verificar em certos casos a sua natureza traqui-fonolítica), na maioria dos exemplares o que une os elementos brechóides é uma massa microbrechóide, pondo em evidência um certo ambiente monogenético (mais de uma fase de brechificação!), que é compatível com a presumível natureza endógena. Nos afloramentos das áreas do monte Pensamento e da baía de Angra observa-se, localmente, como cimento de brecha, material carbonatítico.

A presença, que não é invulgar, de anfíbola e biotite, chama a atenção para o papel dos voláteis na formação destas rochas.

d) Intrusões e extrusões de rochas fonolíticas e traquíticas (φ)

Estas formações correspondem na generalidade a antigos filões, bases de chaminé, etc., isto

é, raízes profundas, internas, de aparelhos vulcânicos cuja superestrutura está hoje totalmente desaparecida. Há, porém, certas formações de natureza piroclástica que parecem fugir a este esquema.

As chaminés e os filões-chaminé constituem em geral pequenas elevações de conformação erosiva cônica, e aguçada, ou relevos bem definidos e diferenciados. A distribuição destas manifestações na ilha faz-se em quase todas as zonas do Complexo eruptivo interno, antigo. Os piroclastos situam-se apenas na ribeira do Charco e na baía de Angra.

Isoladas no seio do Complexo eruptivo interno, antigo, não sendo por isso possível estabelecer com rigor as relações com as diferentes unidades deste Complexo, aquelas formações têm maior desenvolvimento na área da Boa Entrada. Pode, porém, afirmar-se que uma das fases fonotraquíticas é anterior à formação das brechas profundas, como pode verificar-se nos montes Pensamento e Gonçalo Afonso, constituindo, assim, a mais antiga de que existem testemunhos. Ainda nestas mesmas áreas, algumas chaminés e filões atravessam as brechas.

Os estudos petrográficos revelaram a presença de traquitos, fonólitos e rochas intermédias.

Podem considerar-se, então, três fases eruptivas de que a mais antiga é testemunhada por elementos existentes nas brechas profundas e as segunda e terceira constituem chaminés, filões e piroclastos que são posteriores. As rochas são essencialmente feldspato-feldspatóidicas ou feldspáticas incluindo, sobretudo, fonólitos, latitos feldspatóidicos e latitos. Apresentam textura porfírica, de matriz microlítica cerrada, traquítica e/ou fluidal.

Os mafitos são aegirina, anfíbola castanha, esfena e minerais opacos. As rochas apresentam, por via de regra, microfracturação, estando as fracturas preenchidas por minerais do grupo dos zeólitos (chabazite, stilbite e natrolite, resultando, frequentemente, da alteração da nefelina). A anfíbola castanha, de birrefrangência elevada e pleocróica, que por vezes está intensamente corroída e rodeada por grânulos de minerais opacos, parece corresponder a lamprobolite, enquanto a anfíbola verde tem as propriedades da kataforite. Nalgumas rochas pode existir, simultaneamente, aegirina e aegirina-augite.

Os fonólitos são os tipos petrográficos dominantes; podem apresentar xenólitos de rocha basáltica e de rochas granulares. O feldspatóide

essencial é nefelina, podendo estar acompanhado por noseana e haüyna. Por vezes existe melanite, anfíbola verde-escura, indeterminável, e plagioclase intersticial. Os latitos são os termos mais saturados; são quase exclusivamente constituídos por plagioclase medianamente ácida (andesina) que ladeia feldspato alcalino.

No afloramento de Gonçalo Afonso as rochas são, predominantemente, fonólitos, enquanto as dos afloramentos das ribeiras do Charco e de Sansão são essencialmente feldspáticas, mais pobres de piroxena e, em geral, de mafitos, com feldspatóide ausente ou escasso, do tipo latito ou latito feldspatoidífero.

No cortejo petrográfico que estamos referindo há que considerar, ainda, certas rochas de natureza intermédia de carácter tahitítico, que por vezes podem apresentar acumulações de minerais máficos, adquirindo fácies tefrítica e/ou basáltica.

e) Carbonatitos (cb)

As primeiras ocorrências de rochas carbonatíticas no arquipélago de Cabo Verde foram postas em evidência nas ilhas do Fogo e Brava (Assunção *et al.*, 1968). Na ilha de Santiago são também frequentes, associadas ou não aos complexos granulares alcalinos, em particular às formações ijólito-melteijíticas (Alves *et al.*, 1971; Silva *et al.*, 1976; Serralheiro, 1976; Silva, 1979).

Os principais afloramentos situam-se, como referido antes, nas ribeiras da Barca (Canafistula), do Charco e de Sansão, nas áreas do monte Pensamento e Gonçalo Afonso e, na zona norte da ilha, baía de Angra e Chão de Arruela.

Na ribeira da Barca (Canafistula) localiza-se o maior dos afloramentos carbonatíticos da ilha. Trata-se de um pitão, com mais de uma geração de sövitos apatíticos, silicatados e localmente dolomitizados, e de filões arqueados, associados, com mais de 350 m de diâmetro (Alves *et al.*, 1971). Neste local foram encontrados nos carbonatitos encraves de melteijito, de rochas gabróicas e de nódulos micáceos. Além destes encraves, há outros de natureza teralítica⁽³⁾ e ijolítica resultantes de fenitização de rochas provavelmente gabróicas, saturadas, com formação de nefelina, de piroxenas sódicas, de flogopite, de

anfíobolas, de carbonatos, de quartzo, de feldspate, de analcite e de cancrinite (Silva, 1979).

Embora sem a certeza de pertencerem ao Complexo eruptivo interno, antigo (e não a séries posteriores), são de referir os filões de melilito que cortam o pitão carbonatítico. Este tipo petrográfico encontra-se, também, em algumas jazidas atribuídas ao Complexo eruptivo do Pico da Antónia.

Na área dos montes Pensamento e Gonçalo Afonso, recortando as rochas granulares silicatadas e as brechas intravulcânicas, existe mais do que uma geração de filões de carbonatito dolomítico, frequentemente brechificados. Material de idêntica composição, recimentada, localmente, a citada brecha. Foram identificados, também, blocos soltos de sövito apatítico.

Os restantes afloramentos carbonatíticos (ribeiras do Charco, Sansão, Laranjo, Venteiro, Engenheiros, áreas de Fonte Lima-Mato Sancho, baía de Angra, etc.), com excepção do pequeno pitão de Chão de Arruela (est. I, fig. 2) (Serralheiro, 1976), correspondem a estruturas filonianas. Em qualquer destas jazidas a composição é dolomítica. Os filões mostram-se frequentemente brechificados e silicificados e, às vezes, mineralizados por pirite e fluorite.

As apatites dos carbonatitos sövíticos e dolomíticos da ribeira da Barca, bem como as das rochas ijólito-melteijíticas e as dos sövitos do monte Pensamento, apresentam inclusões primárias com fases fluídas (aquosa salina, CO₂ gasoso e CO₂ líquido) e sólidas (algumas, provavelmente, de bicarbonatos alcalinos). Alguns valores das temperaturas mínimas de cristalização das apatites dos sövitos da ribeira da Barca, determinados a partir das temperaturas de homogeneização das inclusões citadas, variam entre 252°C e 386°C (Silva, 1979).

II — Conglomerados ante-Formação dos Flamengos (cong.)

São formações conglomeráticas que repousam sobre o complexo eruptivo interno, antigo (existe outra formação conglomerática mais antiga, incluída na brecha do monte Pensamento antes referida), mostrando-se em alguns casos em concordância com a Formação dos Flamengos [λρ]. Neste caso, na ribeira de S. Martinho Grande, o depósito começa por leitos finos para passar, superiormente, a sedimentos grosseiros contendo restos fósseis, sendo semelhante, estratigraficamente, à formação de Pedro Vaz (ilha de Maio,

(3) Um fenito teralítico de Spitzkop (Verwoerd, 1966) proveniente da transformação de gabros olivínicos, pode paralelizar-se com os fenitos de Canafistula.

Serralheiro, 1970) e aos calcarenitos do monte Focinho (ilha de S. Nicolau, Serralheiro, 1976) de idade miocénica superior (Serralheiro et al., 1979).

Também os de Vila Nova, Paiol Velho, e os da ribeira da Carreira de Tiro se assemelham aos do lugar do Jerónimo, na ilha da Boa Vista (Serralheiro et al., 1974).

Os afloramentos de conglomerado encontram-se em vários locais do Sul da ilha e apenas num local no Norte (baía de Angra). Em Simão Ribeiro e Vila Nova os conglomerados apresentam na matriz numerosos cristais de biotite não rolados; as formações sedimentares assentam sobre o complexo filoniano e sobre chaminés foliáticas.

III — Formação dos Flamengos [$\lambda\rho$]

Repousando sobre o Complexo eruptivo interno, antigo, em situação de grande discordância, encontram-se mantos, brechas e piroclastos, básicos, de grande uniformidade e extensão, de natureza submarina. Embora exista o convencimento de que tenha ocorrido vulcanismo subaéreo síncrono com aquela actividade, não foi possível encontrar os seus testemunhos, provavelmente encobertos pelos grandes empilhamentos lávicos da série do Pico da Antónia.

Os afloramentos dispõem-se em grande parte de Santiago, formando extensa cintura, desde a ribeira do Linho, na vertente oeste, até à ribeira do Milhafre, pouco a norte do porto Formoso (a leste), passando pelo Sul da ilha, desde o nível do mar até cerca de 450 m de altitude (ribeira de Águas Podres, achada Falcão).

Para tentar explicar a altitude a que se encontram aquelas lavas «[...] é necessário admitir, além dos movimentos eustáticos provocados pelo empolamento das cristas, em virtude do recrudescimento da actividade de expansão dos fundos oceânicos, a partir do Miocénico inferior (Rona, 1973), subsidência do soco das ilhas devido às ondulações verificadas na placa africana, de acordo com as observações de Faure (1973)» (Serralheiro, 1976, p. 194).

Estes derrames submarinos podem formar séries de grande espessura, apresentando grande autobrechificação (hialoclastitos), estando, ou não, associados a piroclastos e formando de modo mais ou menos evidente, empilhamentos de *pillow-lavas*, podendo, porém, distinguir-se das lavas em rolo mais modernas (LR) pela maior alteração (argilas azuis e amarelas) e pela menor

quantidade de *pillows* em relação aos materiais fragmentários, encontrado, também, a altitudes bem maiores do que estas.

A espessura das séries (por vezes muito compactas) revela actividade ígnea prolongada, embora intermitente, onde fases efusivas alternavam com episódios piroclásticos, provavelmente resultantes do estabelecimento das condutas.

Petrograficamente está-se em presença de limburgitos, basanitos e basanitóides, zeolitizados e carbonatados e, mais raramente, de ankaramitos.

As piroxenas, da pasta ou da geração fenocristalina, são augites titaníferas e/ou sódicas, por vezes num só cristal, podendo externamente passar a anfíbola castanha, acompanhada por exsudação de minúsculos grãos de minerais opacos. A olivina, subordinada, está quase sempre transformada em iddingsite e/ou serpentina.

A matriz pode ser parcialmente vítrea e conter plagioclase e analcite; a acumulação de piroxena confere por vezes a estas rochas carácter augítico.

Nos basanitos pode ver-se um resíduo intersticial de nefelina, parcialmente analcitizada, parecendo haver, em simultâneo, feldspato alcalino.

IV — Formação dos Órgãos (CB)

Esta unidade é constituída por formações muito espessas, de elementos angulosos, subangulosos e arredondados, por vezes com superfícies bem polidas.

Enquadram-se nas descrições clássicas de certos fenómenos secundários do vulcanismo: *mud flows*, *volcanic mud flows*, *coullés boueuses* ou *lahars* (Mac Donald, 1972), podendo ser, em certos casos, de difícil distinção dos depósitos de nuvem ardente.

A Formação dos Órgãos é complexa e heterogénea, inclui intercalações arenosas e puramente conglomeráticas e, embora escassamente, são conhecidos episódios lávicos na sua sequência, que na generalidade pode paralelizar-se, como referido antes, com certos tipos de *lahar*.

Há depósitos deste tipo nas ilhas de Maio, S. Nicolau e S. Vicente; nas Canárias (Virella, 1972) a formação Roque Nublo poderá, também, ser paralelizada com aquelas. Há depósitos de fácies terrestres e de fácies aquáticas (submarina e estuarina) que podem conter fósseis.

A erosão dos depósitos do CB fez-se em diferentes períodos, como pode concluir-se pela análise da orografia actual, que demonstra, também,

que há grandes áreas desta formação recobertas pelas escoadas das séries posteriores. É de salientar que as fácies estuarina e marinha ocupam posições periféricas em relação às fácies terrestres, ocupando a orla marítima actual; nestas formações é frequente a estratificação, inexistente nas fácies terrestres.

O estudo petrográfico confirma a heterogeneidade desta formação; os elementos são, sobretudo, de natureza basáltica, em menor quantidade fonolítica e, mais raramente, de gabros feldspatoidíferos e de ijólito-meltejitos. O cimento aglutinante, muito transformado, contém abundante material carbonatado e zeolítico, de origem secundária.

Nos Picos da Bidela, na ribeira da Limeira, encontram-se dois mantos de rochas de fácies basáltica intercalados nos depósitos conglomerático-brechóides do CB, metamorfizando ligeiramente aquelas sobre que assentam. As rochas lávicas dos mantos são essencialmente basaníticas, de textura porfírica (augite titanífera), por vezes exibindo tendência limburgítica e ankaramítica.

V — Fase lávica pós-CB e ante-PA

O monte Branco, situado a menos de 1,5 km a oeste de Belém, entre duas linhas de água tributárias da ribeira de S. João, é um doma endógeno de natureza traquítica (latitos feldspatoidíferos), que está bastante desmantelado.

No pequeno prolongamento para sul, único local onde se mantém a brecha de crescimento, podem observar-se as relações do doma com as rochas circundantes, cortando e metamorfizando as lavas submarinas antigas λρ e os depósitos do CB, mas não atravessando os derrames da série do Pico da Antónia.

IV — Sedimentos posteriores à Formação dos Órgãos (CB) e anteriores às lavas submarinas inferiores (LRi) do Complexo do Pico da Antónia

Trata-se de pequenos afloramentos de rochas sedimentares (conglomerados e calcarenitos fossilíferos) que se não podem representar na escala de 1 : 100 000 do mapa da ilha. Situam-se na linha de água que sai do monte Vermelho, achada de Baixo, na costa sul; em Ribeirão Fundo, ribeira Germanese ou Boa Ventura; na ribeira de Fontão, próximo da confluência com a de Sengal, e na Ponta Preta, a norte do farol do mesmo nome.

VII — Complexo eruptivo do Pico da Antónia (PA)

Depois do Complexo eruptivo interno, antigo — a seu tempo definido —, este é o mais desenvolvido complexo vulcânico da ilha de Santiago, quer na duração, quer no volume dos produtos emitidos, que, mesmo após longo período erosivo, mostra enorme empilhamento de escoadas, como nas serras do Pico da Antónia e da Malagueta (est. II, fig. 1).

No decurso dos períodos vulcânicos correspondentes à formação destas séries houve acontecimentos sedimentares que podem ver-se intercalados nos episódios magmáticos da forma como se mostra no quadro II em paralelo estratigráfico ou cronológico dos mais antigos para os mais recentes.

QUADRO II

Episódios magmáticos subaéreos e sedimentos terrestres	Episódios magmáticos submarinos e sedimentos marinhos
a) Mantos subaéreos e alguns níveis de piroclastos intercalados.	Lavas submarinas em almofadas (inferiores, LRi). Conglomerados e calcarenitos fossilíferos. Lavas submarinas em almofadas (superiores, LRs). Conglomerados e calcarenitos fossilíferos.
b) Fonólitos, traquitos e rochas afins (φ).	—
c) Tufo-brecha (TB)	—
d) Mantos subaéreos e alguns níveis de piroclastos intercalados.	—

Sedimentos de posição indeterminada

a) Mantos subaéreos e alguns níveis de piroclastos associados, e respectivos derrames submarinos

Os mantos subaéreos formam as séries mais pujantes do Complexo do Pico da Antónia, ocupando a maior parte da ilha; as fácies submarinas (LRi e LRs) são tão-somente manifesta-

ções periféricas, desconhecendo-se, embora, a sua extensão submersa.

Os derrames repousam frequentemente sobre a Formação dos Flamengos ($\lambda\rho$) e a dos Órgãos (CB), e mais raramente sobre o Complexo eruptivo interno, antigo. Os montes S. Filipe e Gonçalo Afonso são relevos residuais no lado sul da ilha destas primeiras manifestações. A importância dos empilhamentos lávicos aumenta quando se caminha para o interior da ilha.

Entre S. Domingos e a costa sul encontram-se vários relevos elevados, restos da primitiva cobertura lávica constituída pelas séries inferiores do Pico da Antónia (est. II, fig. 2); são os montes Chaminé (717 m), Negro, Praia Baixo, etc., com mais de 300 m. A ocidente referiremos somente os montes de Palha Carga e de Brianda.

Muitos dos derrames desta série atingiram e penetraram no mar ou aí mesmo tiveram origem.

Em toda a ilha, bordejando a costa, existem lavas submarinas (LRi e LRs); muitas delas correram em antigas praias e plataformas de abrasão, e apresentam, por isso, notável regularidade e suave pendor para o mar. Após emergência, outras vieram, subaéreas, que mantiveram a mesma regularidade.

As lavas submarinas pertencentes a episódios separados por calcários fossilíferos, plataformas de abrasão ou mantos subaéreos são rochas sub-saturadas, não feldspáticas, do tipo limburgítico; um escasso número, devido à presença de micrólitos de plagioclase, tem natureza basanitóide.

As rochas são em geral fenocristalinas com olivina e — menos frequente e, quando existe, mais escassa — augite, minerais que podem constituir uma geração intermédia, microfenocristalina, onde as olivinas se apresentam transformadas em iddingsite, contrastando com os fenocristais precoces, frescos. A pasta, hemivítrea, é formada por uma base de vidro castanho e contém abundantes micrólitos e grânulos de clinopiroxena e minerais opacos.

Embora haja basanitos, as lavas submarinas LRi e LRs são, fundamentalmente, da série ankaratrito-limburgito. As lavas subaéreas são genericamente de fácies basáltica, de carácter porfírico, podendo, excepcionalmente, ter textura dolerítica. São sobretudo basanitos, ankaritos e limburgitos e, mais raramente, nefelinitos olivínicos e melilitos olivínicos, onde este silicato (Fa_{70-90}) é praticamente o único da geração fenocristalina. Nestas rochas encontrou-se, também, perowskite.

Sedimentos anteriores às lavas submarinas superiores (LRs)

Os afloramentos de conglomerados, calcários e calcarenitos, encontram-se distribuídos junto do litoral em vários locais.

Admite-se que a sua posição estratigráfica seja semelhante à dos sedimentos intercalados nas lavas submarinas inferiores e superiores. Porém, não se pode garantir uma correlação exacta porque, em alguns locais, repousam directamente sobre o Complexo eruptivo interno, antigo. Os principais afloramentos situam-se no porto da cidade da Praia (achadinha da Praia, achada Grande, etc.). Nestes sedimentos identificaram-se, entre outras, as seguintes formas fósseis (Serralheiro, 1976, p. 159 a 162):

Lamelibrânquios: *Gryphea virleti*, *Gryphea gryphoides*, *Pycnodonta navicularis*, *Pycnodonta squarrosa*, *Arca noe*, *Arca senilis*, *Chama gryphina*, *Chama gryphoides*, *Chlamys flabellum*, *Chlamys opercularis*, *Chlamys opercularis* var. *latecostata*, *Tellina planata*, *Venerupis irus*, *Venus casina*, etc.

Gasterópodes: *Fissurella glaucopsis*, *Bursa corrugata*, *Patella guttata*, *Purpura haemastoma*, *Purpura nodosa*, etc.

b) Fonólitos, traquitos — rochas traquifonolíticas — e afins

Estas formações constituem filões, chaminés, mantos e domas endógenos, que podem encontrar-se em vários locais da ilha, sendo, entretanto, na faixa oeste, para norte da ribeira da Barca, que se situam os principais afloramentos: zona de Pedroso-Figueira das Naus e monte Graciosa, estando as jazidas muito bem conservadas. Nestes últimos locais existem domas endógenos associados a mantos extensos e espessos, e a formações brechóidico-piroclásticas, que podem corresponder à acção de nuvens ardentes. O monte Graciosa, sobretudo, tem dimensões impressionantes (Serralheiro, 1976, p. 122, fot. 32).

Em vários locais podem ver-se as relações destas rochas com as séries inferiores e superiores do Pico da Antónia, quer atravessando as LRs (ribeira de Águas Boas; monte Graciosa), quer, por exemplo, subjacentes ao tufo-brecha (ribeira de Lama).

Na serra da Malagueta existem chaminés de natureza traqui-fonolítica, enquanto a noroeste

de Pedroso (na margem esquerda da ribeira de Vaqueiro), no corte da escarpa, vêem-se sequências de mantos basálticos, depósitos de nuvem ardente e mantos fonolíticos (Serralheiro, 1976, p. 114, fot. 37), mostrando a alternância das fases emissivas principais.

Verificou-se a impossibilidade de sistematizar os tipos petrográficos por forma a identificá-los com os modos de jazida, porquanto é comum encontrar num único aparelho vulcânico amostras bastante diferenciadas que vão dos latitos e latitos feldspatóidicos aos fonólitos e às rochas de tendência tahitítica. As rochas de natureza intermédia vão das lavas de composição monzonito-nefelínica (mugearitos nefelínicos) aos tefritos (hawaiitos nefelínicos?).

Grande parte dos tipos petrográficos são porfíricos com frequentes plagioclases do tipo oligoclase e/ou andesina (acompanhadas por sanidina e mais raramente anortoclase), esfena, magnetite, anfíbola castanha, feldspatóide e biotite rara.

A anfíbola castanha (provavelmente lamprobolite: pleocroísmo forte, alongamento positivo, biaxial negativo, $2V\gamma = 60^\circ$) apresenta-se envolvida por auréola negra, formada por minúsculos grãos opacos. O feldspatóide, em quantidades variáveis, é hauyina, noseana, nefelina e analcite.

c) Tufo-brecha (TB)

Trata-se de formações muito localizadas, ocorrendo na parte central da ilha, nas vertentes noroeste e nordeste da serra do Pico da Antónia, resultante da intensa actividade explosiva, provavelmente episódica, mas repetida, como sucede, por exemplo, no cutelo Ouri. A formação é caótica, essencialmente brechóide, mas tendo intercalados episódios tufáceos de cor amarelada e avermelhada. Os elementos brechóides são de natureza basáltica e fonolítica, cimentados por tufos e escórias basálticas. Os depósitos mais espessos encontram-se na vertente nor-noroeste da serra, começando no monte Pobre, a cerca de 1 km a norte da Cruz de Gotô Bravo, estendendo-se até à serra de Palha Carga.

Não foi possível, dado que a formação se encontra em grande parte encoberta, elucidar a origem e o verdadeiro mecanismo desta série.

d) Mantos subaéreos e alguns níveis de piroclastos intercalados

Embora seja uma série distinta no seio do Complexo eruptivo do Pico da Antónia, corres-

ponde-lhe uma área que não foi possível determinar correctamente, tanto mais que os derrames não se distinguem minimamente dos que lhes estão subjacentes, sendo unicamente possível a sua delimitação onde existem discordâncias ou rochas de outras formações que permitam separá-las. Por exemplo, nas serras do Pico da Antónia e de Palha Carga estão por cima do tufo-brecha e de espessos depósitos conglomeráticos. Também no monte Brianda, e na aba sul da serra da Malagueta, existem conglomerados a marcar a discordância.

A culminar as séries deste complexo existem, na parte superior da serra do Pico da Antónia, formações constituídas por espessos níveis de piroclastos, algumas escoadas e filões verticais que em certos casos são de rocha vítrea de natureza tahitítica.

Petrograficamente são rochas de fácies basáltica, subsaturadas, fundamentalmente do tipo basanita.

Sedimentos terrestres de posição indeterminada

De posição estratigráfica incerta (podendo, porém, alguns deles ser relacionados com as grandes divisões do PA), existem um pouco por toda a ilha, depósitos de ribeira, bastante variados, mais ou menos compactos, com calhaus de dimensões irregulares e também com forma, dimensão e rolamento muito diversos. Alguns, de dimensões muito finas e estratificação muito regular, poderiam ter-se formado em pequenos lagos; outros são certamente de ribeiras importantes.

Os depósitos mais importantes são: nas cercanias da cidade da Praia, na ribeira da Trindade, na povoação de S. Domingos e em João Garrido, na ribeira Seca (achada do Bargado), na descida de Rui Vaz para S. Jorge dos Órgãos, na ponta Bragança (monte Brianda), em Fondura e Saquinho (serra da Malagueta) e nas ribeiras Guindão e Farrolas (Mato Mendes).

VIII — Formação da Assomada (A)

Após prolongado período de acalmia vulcânica e, conseqüentemente, actividade erosiva importante, irrompe novo período eruptivo, exclusivamente subaéreo, de que as lavas de fácies basáltica, e os escassos piroclastos, vêm repousar em discordância sobre os derrames do Complexo eruptivo do Pico da Antónia (est. III, fig. 1). As

lavas, constituindo extensos derrames quase horizontais, são particularmente identificáveis na zona que compreende o planalto da Assomada, achada Falcão, Fundura, achada Baixo, Charco e ribeira da Barca. Em alguns locais (na descida para a ribeira dos Engenhos) podem ver-se rochas filonianas que dão origem às escoadas da Assomada (achada Galego, por exemplo).

As rochas são basanitos com tendência limburgítica e/ou ankaratrítica e, mais raramente, basanitóides, de textura porfírica, glomeroporfírica e, menos frequentemente, afírica. Entre as rochas mais grosseiras podem encontrar-se fácies doleríticas.

Os fenocristais são de augite (acompanhada, por vezes, por bordos de aegirina-augite), olivina (Fa_{70-95}) e minerais opacos; menos frequente, pode, no entanto, ver-se plagioclase.

Na pasta, microlítica, há clinopiroxena, minerais opacos, plagioclase cálcica (por vezes identificou-se labrador), analcite e/ou vidro intersticial. Caracterizou-se, aqui e ali, feldspato potássico (sanidina?), feldspatóides indefinidos e alguma biotite.

IX — Formação do monte das Vacas

A última manifestação vulcânica da ilha de Santiago está representada por cerca de 50 cones de piroclastos basálticos (tufos, bagacina, bombas, escórias) e pequenos derrames. Estes pequenos aparelhos adventícios, como é usual, são de pequenas dimensões. O de maiores proporções é o monte Volta, com 230 m de altura e pendores de 20°. O monte das Vacas, que se lhe segue em dimensões, tem 200 m de altura e pendores de 25°.

X — Formações sedimentares recentes de idade quaternária (a, e, d, dv, c, casc.)

Na ilha de Santiago abundam as formações de idade quaternária, terrestres e marinhas: antigas e modernas aluviões, formando, ou não, terraços, depósitos de vertente, de enxurrada, areias dunares e praias marinhas em vários níveis até 100 m de altitude (Serralheiro, 1976, p. 168-175). Pela riquíssima fauna fóssil, destaca-se a formação de ponta da Raposa, na baía do Tarrafal (Serralheiro, *op. cit.*), onde se identificaram, entre outras, as seguintes formas:

Lamelibrânquios: *Arca lactea*, *Arca noe*,
Cardium edule, *Cardium fasciatum*,

Chama gryphina, *Chama gryhoides*,
Chlamys corallinoides, *Glycymeris glycymeris*, *Glycymeris bimaculatus*,
Gryphea cuculata, *Lutraria lutraria*,
Pycnodonta cochlear, *Pecten jacobeus*,
Spondylus gaederopus, *Venus casina*,
Venus perefossa, *Venus verrucosa*, etc.

Gasterópodes: *Purpura haemastoma*, *Purpura nodosa*, *Strombus bubonius*, etc.

CONSIDERAÇÕES PETROQUÍMICAS

a) Comportamento petroquímico (4)

O estabelecimento dos gráficos de análise petroquímica que se apresentam seguidamente permite considerações de caracterização e evolução magmatológica das diferentes formações da ilha.

O diagrama $k'-mg'$ (fig. 4) mostra que a acumulação de pontos projectivos se faz na área $k' < 0,4$ com valores de mg' compreendidos entre 0,4 e 0,7.

A análise dos diagramas *AFM* (figs. 5-a, 5-b, 5-c e 5-d) mostra que as distribuições dos pontos

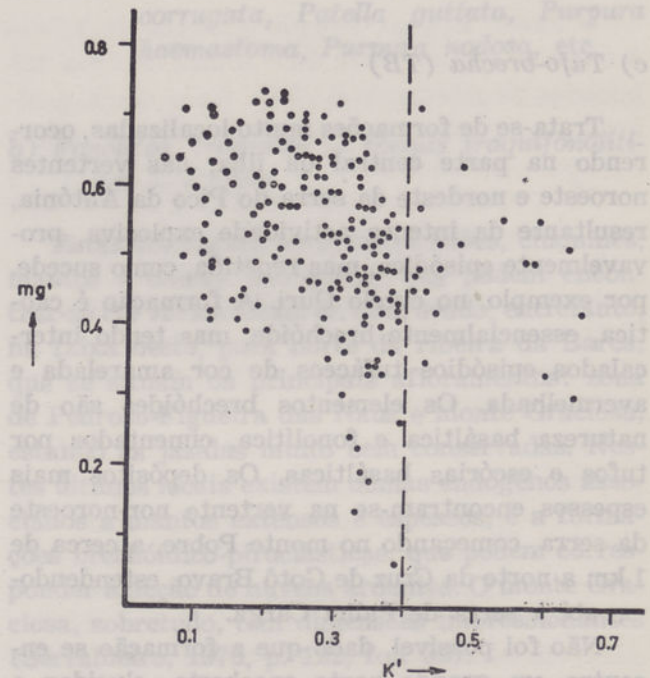


Fig. 4 — Diagrama $K'-mg'$, ilha de Santiago

(4) As análises químicas e os cálculos normativos, realizados no Laboratório de Técnicas Físico-Químicas Aplicadas à Mineralogia e Petrologia (JICU), encontram-se arquivados no Laboratório de Estudos Petroológicos e Paleontológicos do Ultramar (JICU).

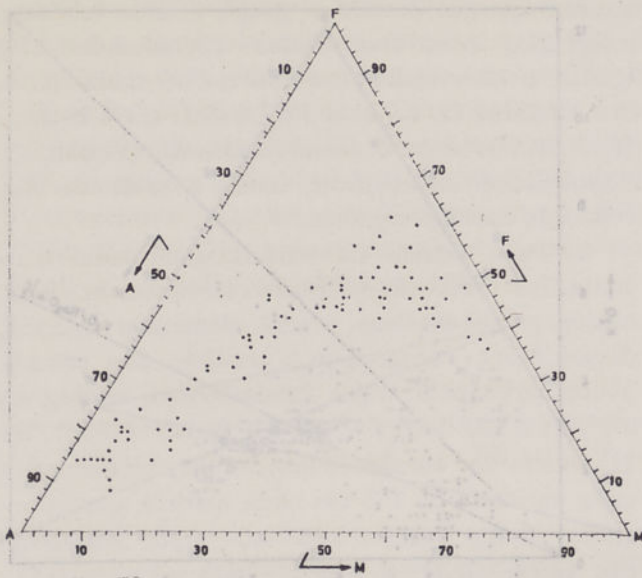


Fig. 5-a — Diagrama AFM, Complexo eruptivo interno, antigo

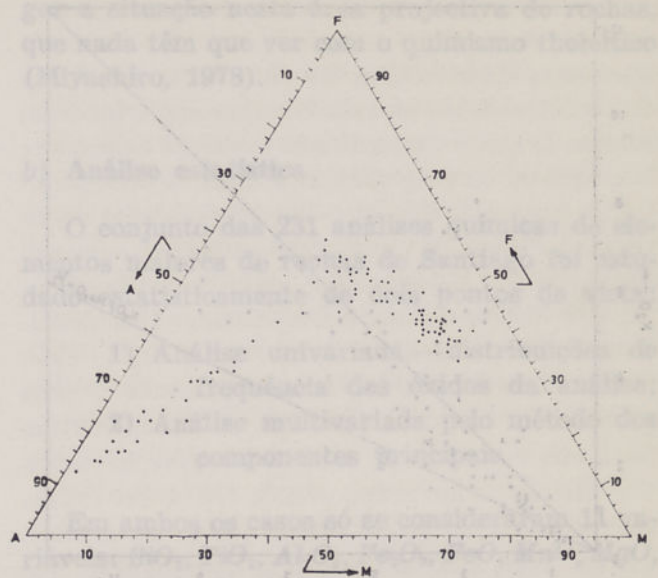


Fig. 5-b — Diagrama AFM, Complexo eruptivo do Pico da Antónia

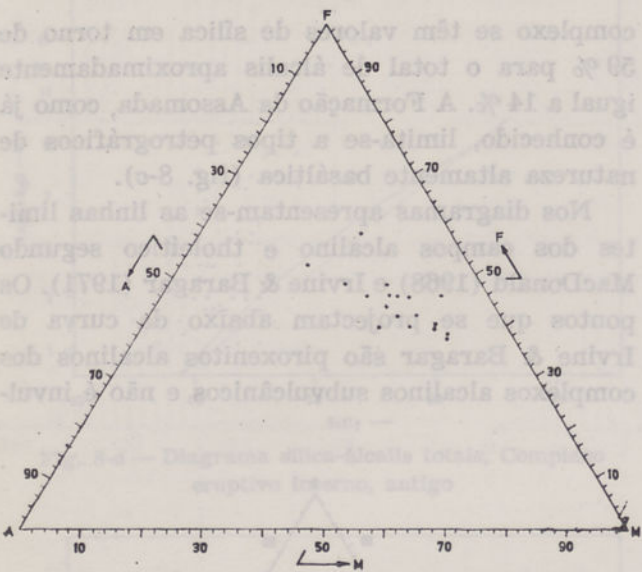


Fig. 5-c — Diagrama AFM, Formação da Assomada

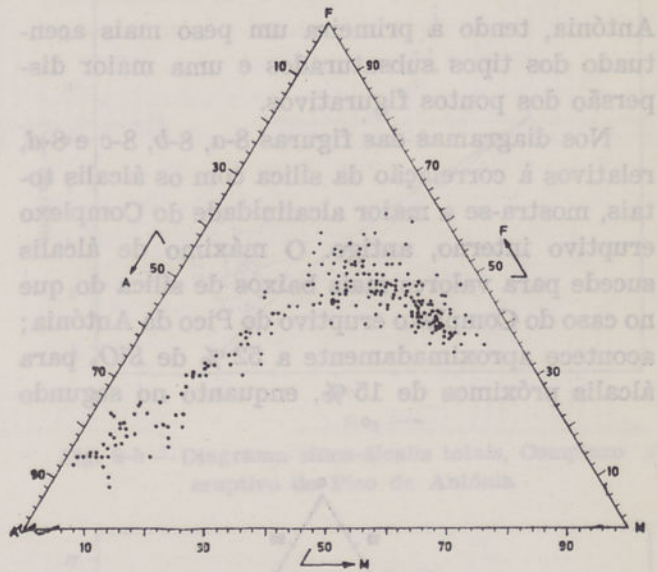


Fig. 5-d — Diagrama AFM, ilha de Santiago

se fazem de maneira consentânea com a das séries alcalinas. Porém, a análise entre complexos revela que o enriquecimento de ferro é não só precoce no Complexo eruptivo interno, antigo, relativamente ao do Pico da Antónia, como ligeiramente mais acentuado.

Quando se comparam os teores de potassa com os de soda (figs. 6-a e 6-b), verifica-se que no Complexo eruptivo interno, antigo, parte da série apresenta K_2O mais elevado do que no Complexo do Pico da Antónia, não se observando praticamente pontos figurativos abaixo da recta correspondente à razão 1:2. Tal facto poderá ter

relação com os sintomas de metassomatismo potássico nas rochas do Complexo eruptivo interno, antigo (desenvolvimento de biotite, flogopite e kaersutite). Este papel do potássico pode ser responsável pelo carácter mais alcalino do Complexo eruptivo interno face ao do Pico da Antónia.

Os diagramas QLM (figs. 7-a, 7-b e 7-c) põem em evidência que o processo de diferenciação se projecta numa faixa sensivelmente paralela à linha de hipossaturação, predominantemente abaixo dela. Nas figuras 7-a e 7-b pode ver-se, de novo, uma certa diferença entre o Complexo eruptivo interno, antigo, e a série do Pico da

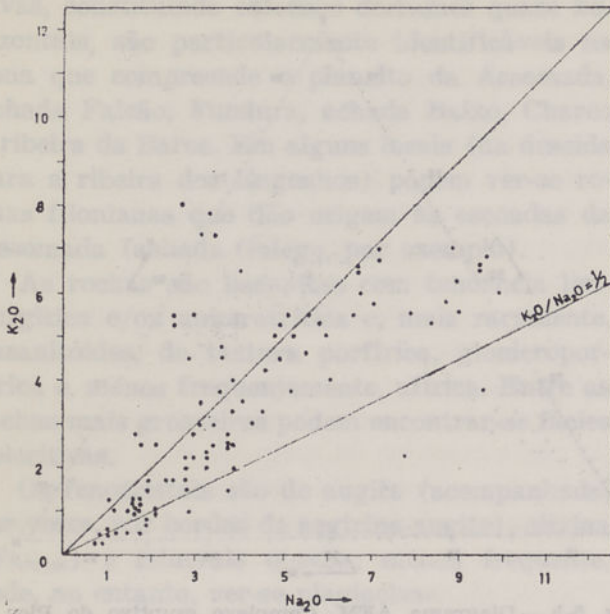


Fig. 6-a — Diagrama Na_2O/K_2O , Complexo eruptivo interno, antigo

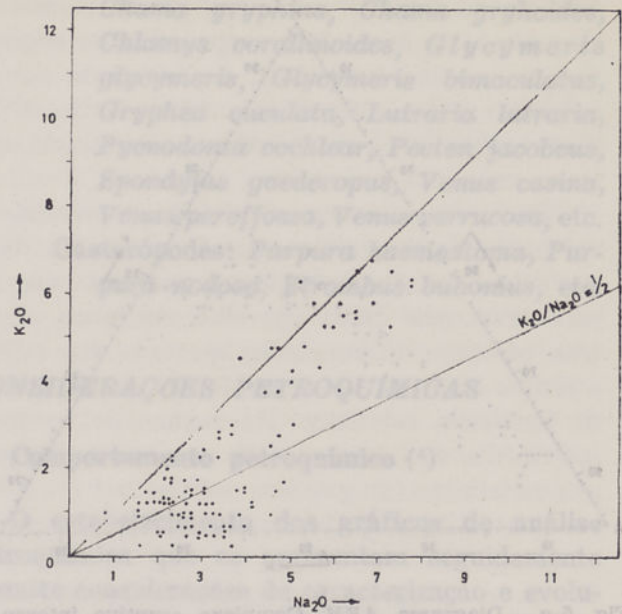


Fig. 6-b — Diagrama Na_2O/K_2O , Complexo eruptivo do Pico da Antónia

Antónia, tendo a primeira um peso mais acentuado dos tipos subsaturados e uma maior dispersão dos pontos figurativos.

Nos diagramas das figuras 8-a, 8-b, 8-c e 8-d, relativos à correlação da sílica com os álcalis totais, mostra-se a maior alcalinidade do Complexo eruptivo interno, antigo. O máximo de álcalis sucede para valores mais baixos de sílica do que no caso do Complexo eruptivo do Pico da Antónia; acontece aproximadamente a 52 % de SiO_2 para álcalis próximos de 15 %, enquanto no segundo

complexo se têm valores de sílica em torno de 59 % para o total de álcalis aproximadamente igual a 14 %. A Formação da Assomada, como já é conhecido, limita-se a tipos petrográficos de natureza altamente basáltica (fig. 8-c).

Nos diagramas apresentam-se as linhas limites dos campos alcalino e tholeítico segundo MacDonald (1968) e Irvine & Baragar (1971). Os pontos que se projectam abaixo da curva de Irvine & Baragar são piroxenitos alcalinos dos complexos alcalinos subvulcânicos e não é invol-

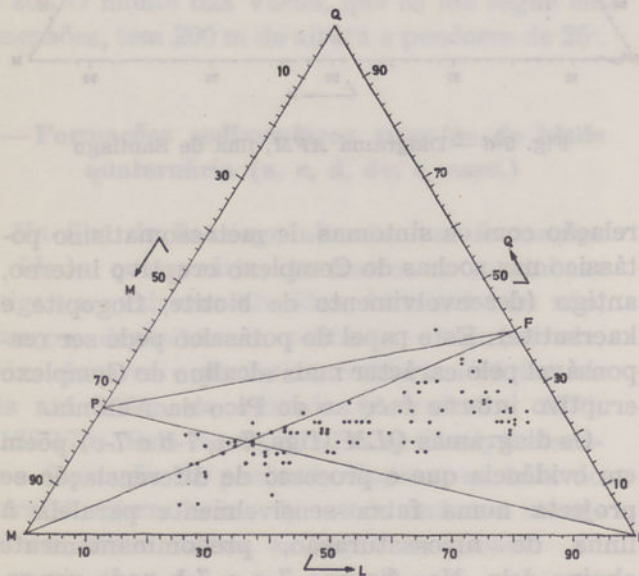


Fig. 7-a — Diagrama QLM , Complexo eruptivo interno, antigo

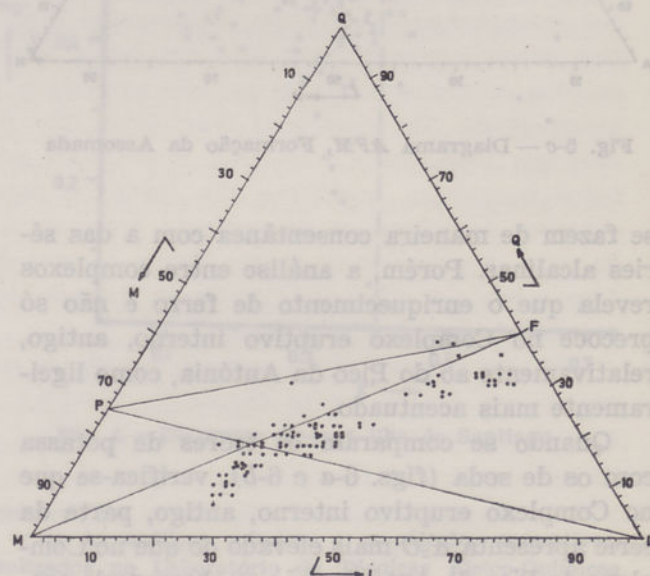


Fig. 7-b — Diagrama QLM , Complexo eruptivo do Pico da Antónia

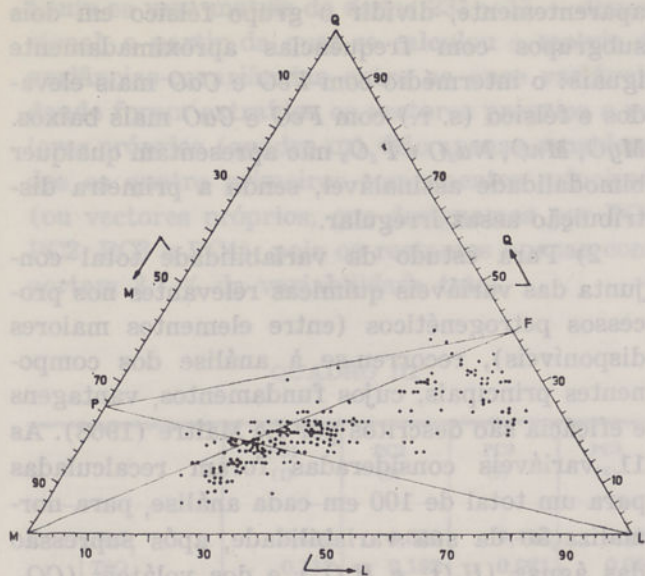


Fig. 7-c — Diagrama QLM, ilha de Santiago

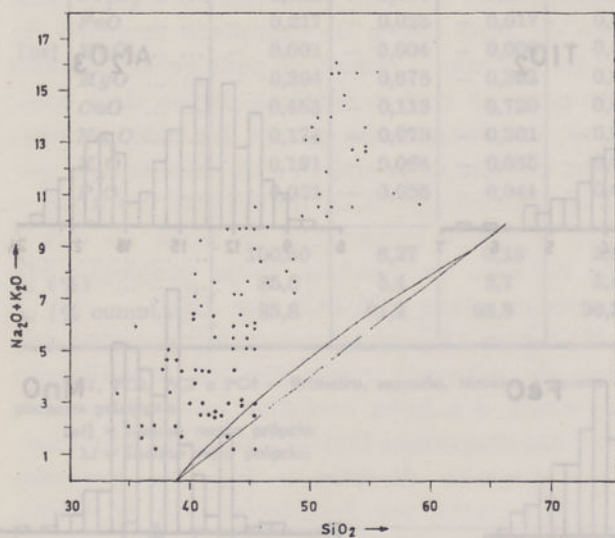


Fig. 8-a — Diagrama sílica-álcalis totais, Complexo eruptivo interno, antigo

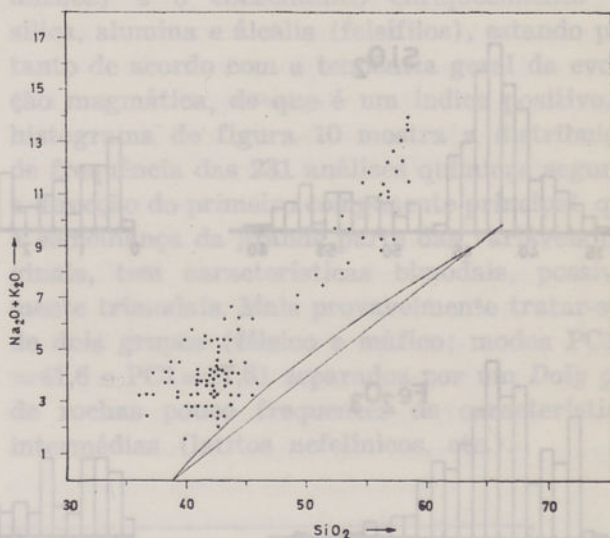


Fig. 8-b — Diagrama sílica-álcalis totais, Complexo eruptivo do Pico da Antónia

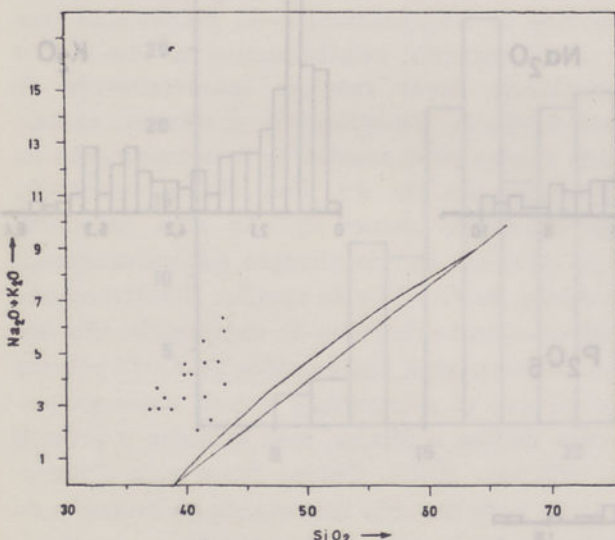


Fig. 8-c — Diagrama sílica-álcalis totais, Formação da Assomada

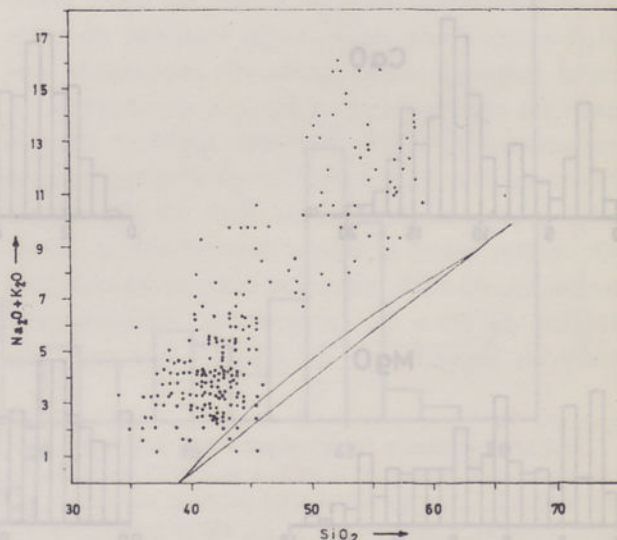


Fig. 8-d — Diagrama sílica-álcalis totais, ilha de Santiago

gar a situação nesta área projectiva de rochas, que nada têm que ver com o quimismo tholeítico (Miyashiro, 1978).

b) Análise estatística

O conjunto das 231 análises químicas de elementos maiores de rochas de Santiago foi estudado estatisticamente de dois pontos de vista:

- 1) Análise univariada — distribuições de frequência dos óxidos da análise;
- 2) Análise multivariada pelo método dos componentes principais.

Em ambos os casos só se consideraram 11 variáveis: SiO_2 , TiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , FeO , MnO , MgO , CaO , Na_2O , K_2O e P_2O_5 .

1) Uma rápida observação dos histogramas (fig. 9) mostra que a maior parte das variáveis apresenta distribuições de frequência empíricas de características bimodais, ou mesmo trimodais, indicando que o conjunto não constitui «amostra» homogênea, correspondendo a duas ou três populações distintas. Por isso, não tem qualquer significado o cálculo de estatísticas para cada variável, limitando-nos a apresentar uma descrição sumária das distribuições de frequências: têm distribuições bimodais SiO_2 , TiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , FeO , CaO e K_2O . Destes, Fe_2O_3 não apresenta os dois grupos bem distintos, posto que se interpenetram bastante, enquanto as restantes variáveis permitem distinguir um grupo máfico (70 % das rochas em média) e um grupo félsico (30 % em média). As variáveis FeO e CaO , com distribuições que podem ser consideradas trimodais, permitem,

aparentemente, dividir o grupo félsico em dois subgrupos com frequências aproximadamente iguais: o intermédio com FeO e CaO mais elevados e félsico (s. r.) com FeO e CaO mais baixos. MgO , MnO , Na_2O e P_2O_5 não apresentam qualquer bimodalidade assinalável, sendo a primeira distribuição assaz irregular.

2) Para estudo da variabilidade total conjunta das variáveis químicas relevantes nos processos petrogenéticos (entre elementos maiores disponíveis), recorreu-se à análise dos componentes principais, cujos fundamentos, vantagens e eficácia são descritos por Le Maître (1968). As 11 variáveis consideradas foram recalculadas para um total de 100 em cada análise, para normalização da sua variabilidade, após supressão das águas (H_2O^+ e H_2O^-) e dos voláteis (CO_2 , SO_3 e Cl). Com as 231 análises disponíveis cons-

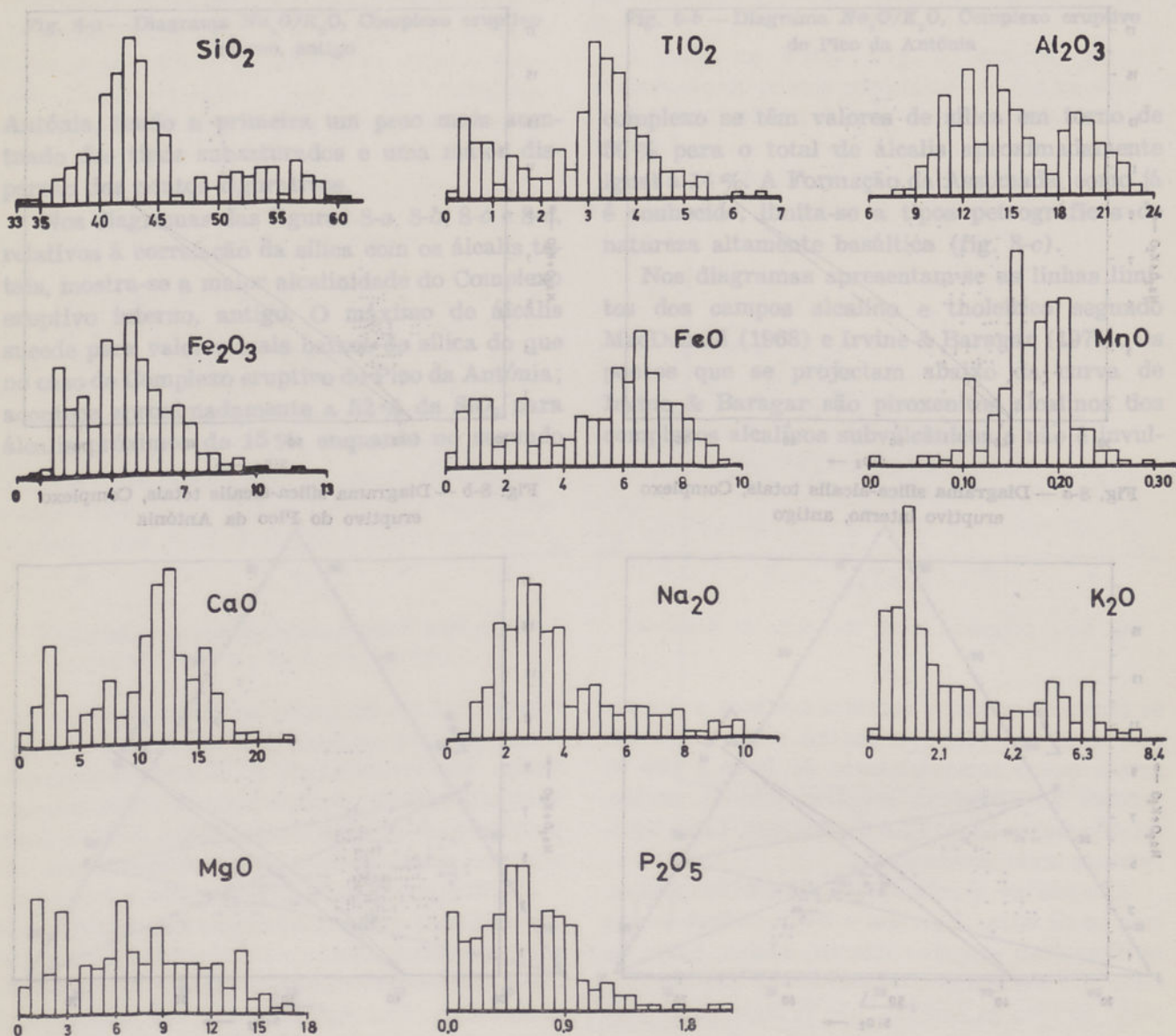


Fig. 9 — Distribuições de frequência dos óxidos da análise química, ilha de Santiago

tituiu-se uma matriz de dados 231×11 — dimensional, a partir da qual se calculou a matriz de variâncias-covariâncias entre as onze variáveis, donde foram extraídos os vectores próprios e valores próprios (quadro III). São apenas considerados os quatro primeiros componentes principais (ou vectores próprios, que designamos por PC1, PC2, PC3 e PC4), pois os restantes apenas comportam 3,7 % da variabilidade total.

QUADRO III

<i>i</i>	PC1 (1)	PC2 (2)	PC3 (3)	PC4 (4)
<i>SiO</i> ₂	0,605	0,509	0,408	0,193
<i>TiO</i> ₂	- 0,117	- 0,182	0,021	0,054
<i>Al</i> ₂ <i>O</i> ₃	0,361	- 0,368	- 0,129	- 0,261
<i>Fe</i> ₂ <i>O</i> ₃	- 0,128	- 0,300	- 0,224	0,731
<i>FeO</i>	0,217	- 0,023	- 0,017	- 0,585
[<i>ui</i>] <i>MnO</i>	- 0,001	- 0,004	- 0,006	0,002
<i>MgO</i>	- 0,394	0,676	- 0,393	0,018
<i>CaO</i>	- 0,453	- 0,113	0,720	0,025
<i>Na</i> ₂ <i>O</i>	0,174	- 0,078	- 0,301	- 0,085
<i>K</i> ₂ <i>O</i>	0,191	- 0,064	- 0,035	- 0,091
<i>P</i> ₂ <i>O</i> ₅	- 0,021	- 0,055	- 0,044	- 0,001
λ_i	100,30	6,27	3,18	2,80
λ_i (%)	85,8	5,4	2,7	2,4
λ_i (% cumul.) ...	85,8	91,2	93,9	96,3

PC1, PC2, PC3 e PC4 — Primeiro, segundo, terceiro e quarto componentes principais.

[*ui*] = *i*-ésimo vector próprio.

λ_i = *i*-ésimo valor próprio.

Como o quarto componente principal é dominado por *FeO* e *Fe*₂*O*₃ com pesos opostos, representando essencialmente a oxidação do ferro, não será considerado posteriormente na interpretação da variabilidade hipogenética, que é a que nos interessa, e é representada *a priori* pelos três primeiros componentes principais.

O primeiro componente principal define a direcção do espaço composicional 11-dimensional considerado, que contém 85,8 % da variabilidade total do espaço, e é por natureza o melhor índice linear do processo de evolução magmática para o caso particular das rochas de Santiago. É caracterizado pelo peso positivo (por ordem decrescente) de *SiO*₂, *Al*₂*O*₃, *K*₂*O* e *Na*₂*O* e pelo peso negativo (por ordem decrescente em valor absoluto) de *CaO*, *MgO*, *FeO*, *Fe*₂*O*₃ e *TiO*₂. Traduz o empobrecimento nestes últimos constituintes (fermífilos) e o consentâneo enriquecimento em sílica, alumina e álcalis (felsífilos), estando portanto de acordo com a tendência geral da evolução magmática, de que é um índice positivo. O histograma de figura 10 mostra a distribuição de frequência das 231 análises químicas segundo a direcção do primeiro componente principal, que, à semelhança da grande parte das variáveis originais, tem características bimodais, possivelmente trimodais. Mais provavelmente tratar-se-á de dois grupos (félsico e máfico; modos PC1 = 41,6 e PC1 = 17,6) separados por um *Daly gap* de rochas pouco frequentes de características intermédias (latitos nefelínicos, etc.).

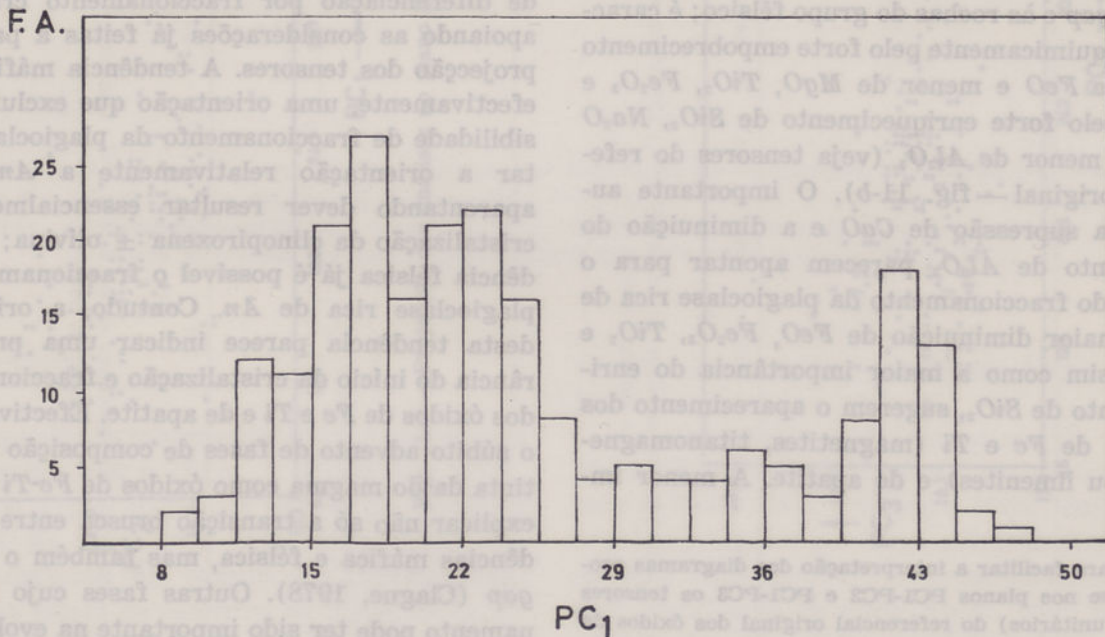


Fig. 10 — Distribuição de frequência das análises químicas segundo o primeiro componente principal

Os segundo e terceiro componentes principais não têm qualquer significado isoladamente, mas representam conjuntamente com PC1 um único processo de variabilidade — a evolução magmática —, que, não sendo linear, não pode ser representado por um único componente principal.

Utilizando as projecções nos planos PC1-PC2 e PC1-PC3 dos pontos representativos das rochas dos complexos e do conjunto total da ilha, puderam tirar-se as conclusões seguintes⁽⁵⁾:

Relativamente ao conjunto total a nuvem de pontos mostra no plano PC1-PC2 (fig. 11-a) uma curvatura na transição das rochas máficas para as intermédias e félsicas. Esta curvatura é típica das séries alcalinas (Le Maître, 1968) e traduz uma mudança qualitativa no processo de diferenciação magmática, como, por exemplo, o advento de novas fases no fraccionamento cristalino e/ou o esgotamento de outras. Tal curvatura separa duas tendências de evolução química do magma: tendência máfica (correlação negativa entre PC1 e PC2) e tendência félsica (correlação positiva entre PC1 e PC2). A primeira é caracterizada quimicamente por forte empobrecimento de MgO e, em menor escala, FeO e CaO e forte enriquecimento de Al_2O_3 e, em menor escala, Na_2O e K_2O , tendo os teores de SiO_2 crescimento muito baixo; parece poder corresponder ao resultado do fraccionamento de clinopiroxena \pm olivina, cujo teor global de SiO_2 fosse aproximadamente o do magma. A segunda tendência, situada à direita da curvatura, corresponde às rochas intermédias do *Daly gap* e às rochas do grupo félsico; é caracterizada quimicamente pelo forte empobrecimento de CaO e FeO e menor de MgO , TiO_2 , Fe_2O_3 e P_2O_5 e pelo forte enriquecimento de SiO_2 , Na_2O e K_2O e menor de Al_2O_3 (veja tensores do referencial original — fig. 11-b). O importante aumento na supressão de CaO e a diminuição do crescimento de Al_2O_3 parecem apontar para o advento do fraccionamento da plagioclase rica de *An*. A maior diminuição de FeO , Fe_2O_3 , TiO_2 e P_2O_5 , assim como a maior importância do enriquecimento de SiO_2 , sugerem o aparecimento dos minérios de *Fe* e *Ti* (magnetites, titanomagnetites e/ou ilmenites) e de apatite. A menor im-

portância da diminuição de MgO pode indicar o final do fraccionamento da olivina.

Tanto no Complexo eruptivo interno, antigo, como no do Pico da Antónia, face à semelhança entre as suas projecções no plano PC1-PC2, parece manifestar-se o mesmo processo (figs. 12-a e 12-b). Certas diferenças no primeiro podem traduzir fenómenos endógenos como metassomáticos (note-se que grande parte das rochas são dos complexos subvulcânicos).

No plano PC1-PC3 (fig. 11-c) observa-se também uma curvatura na forma da nuvem de pontos, embora menos apertada. Porém, observando-se as projecções respeitantes ao Complexo eruptivo interno, antigo, e ao Complexo eruptivo do Pico da Antónia (figs. 12-c e 12-d), notam-se diferenças entre os dois complexos. Estas diferenças parecem sugerir que o magma do primeiro complexo deve ter sido mais rico de CaO e mais pobre de MgO que o do Complexo eruptivo do Pico da Antónia, o mesmo se pode genericamente dizer para as rochas máficas destes dois complexos; a diferenciação parece ter sido caracterizada, no Complexo eruptivo interno, antigo, por um enriquecimento mais importante de Al_2O_3 e álcalis e menos importante de sílica do que a série do Pico da Antónia (veja projecção dos tensores no plano PC1-PC3, fig. 11-d).

Na figura 13 projectaram-se composições químicas de minerais relevantes na cristalização magmática, e a linha evolutiva média traçada a partir dos diagramas PC1-PC2 de todas as rochas, o que permite discutir o provável processo de diferenciação por fraccionamento cristalino, apoiando as considerações já feitas a partir da projecção dos tensores. A tendência máfica tem, efectivamente, uma orientação que exclui a possibilidade de fraccionamento da plagioclase (notar a orientação relativamente a *An-Ab*) e aparentando dever resultar essencialmente da cristalização da clinopiroxena \pm olivina; na tendência félsica já é possível o fraccionamento da plagioclase rica de *An*. Contudo, a orientação desta tendência parece indicar uma preponderância do início da cristalização e fraccionamento dos óxidos de *Fe* e *Ti* e de apatite. Efectivamente, o súbito advento de fases de composição tão distinta da do magma como óxidos de *Fe-Ti* poderia explicar não só a transição brusca entre as tendências máfica e félsica, mas também o próprio *gap* (Clague, 1978). Outras fases cujo fraccionamento pode ter sido importante na evolução da tendência félsica são a kaersutite e, eventualmente, a aegirina-augite.

(5) Para facilitar a interpretação dos diagramas projectaram-se nos planos PC1-PC2 e PC1-PC3 os tensores (vectores unitários) do referencial original dos óxidos da análise química (figs. 11-b e 11-d). Estas projecções indicam a direcção, sentido e grandeza relativa do crescimento de cada variável nos planos em questão.

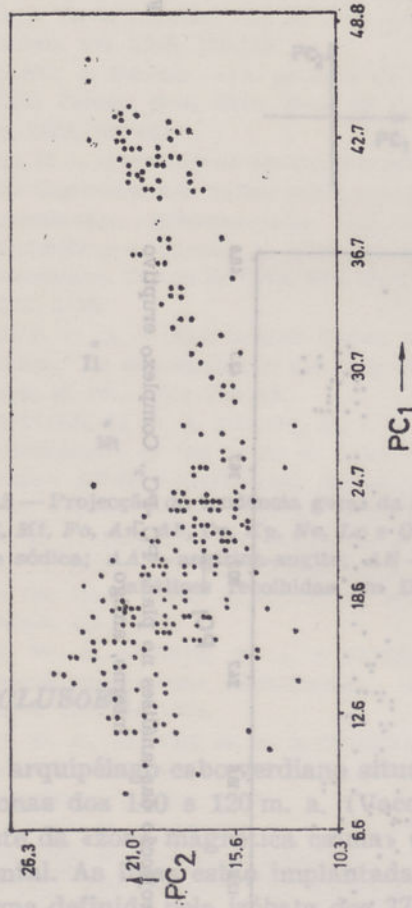


Fig. 11-a — Projecção das análises no plano PC_1 - PC_2 , ilha de Santiago

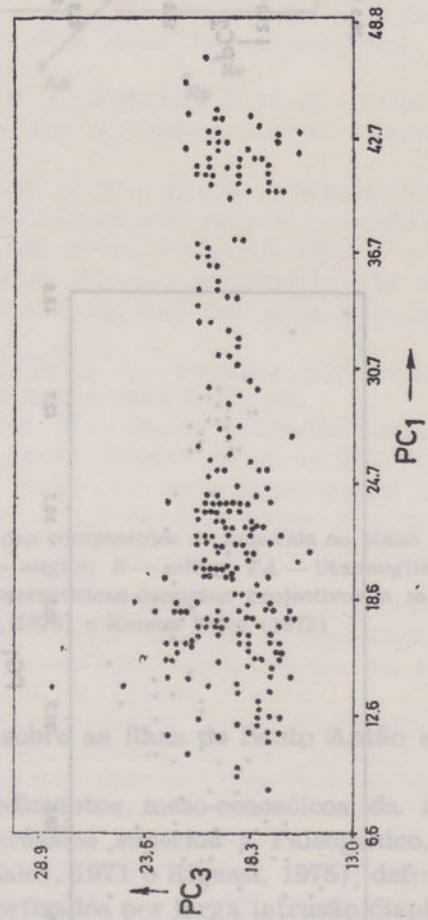


Fig. 11-c — Projecção das análises no plano PC_1 - PC_3 , ilha de Santiago

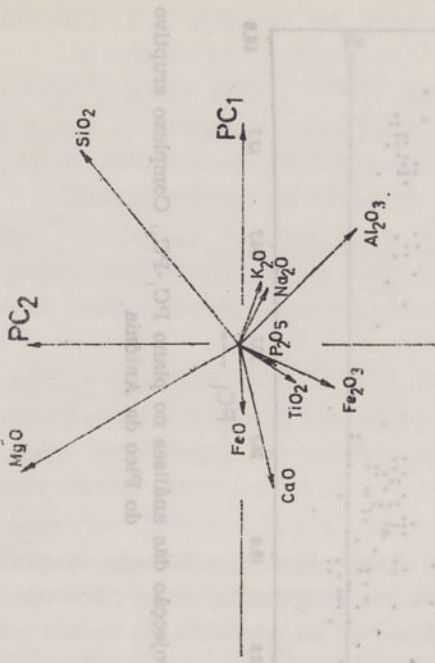


Fig. 11-b — Projecção dos tensores do referencial original no plano PC_1 - PC_2 , ilha de Santiago

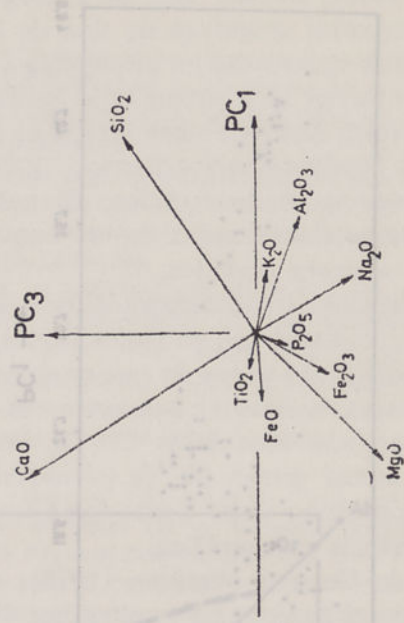


Fig. 11-d — Projecção dos tensores do referencial original no plano PC_1 - PC_3 , ilha de Santiago

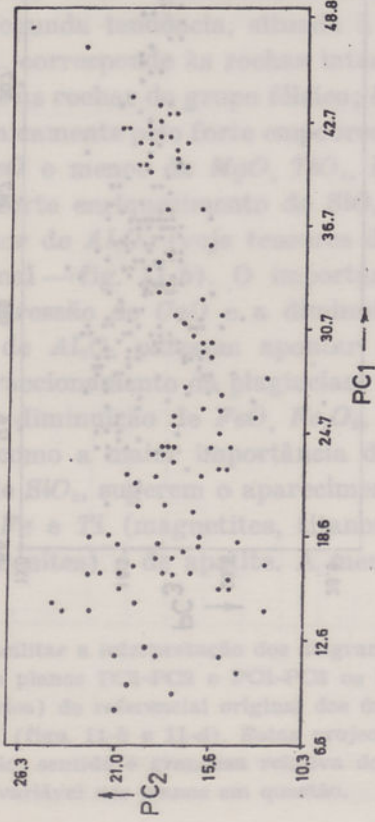


Fig. 12-a — Projecção das análises no plano PC_1 - PC_2 , Complexo eruptivo interno, antigo

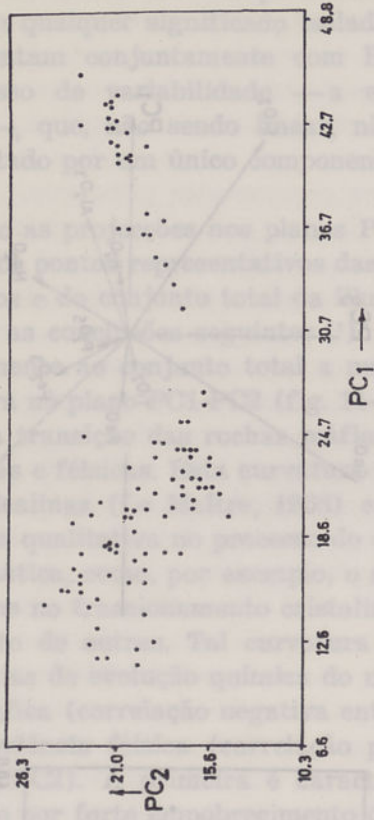


Fig. 12-b — Projecção das análises no plano PC_1 - PC_2 , Complexo eruptivo do Pico da Antónia

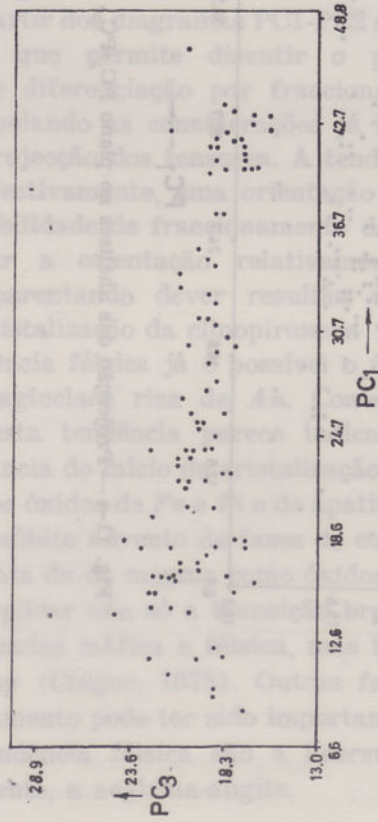


Fig. 12-c — Projecção das análises no plano PC_1 - PC_3 , Complexo eruptivo interno, antigo

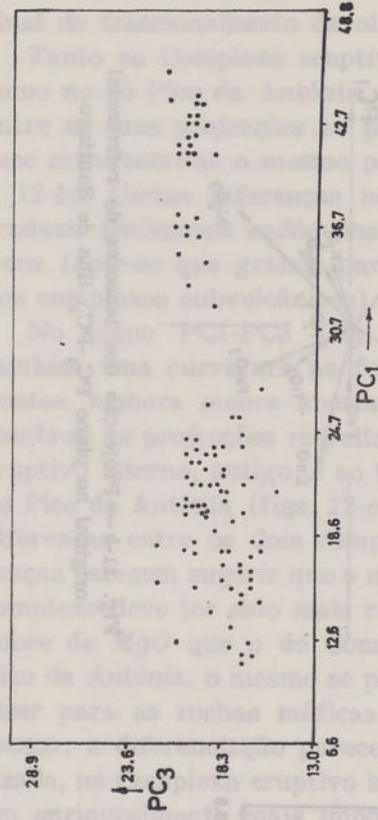


Fig. 12-d — Projecção das análises no plano PC_1 - PC_3 , Complexo eruptivo do Pico da Antónia

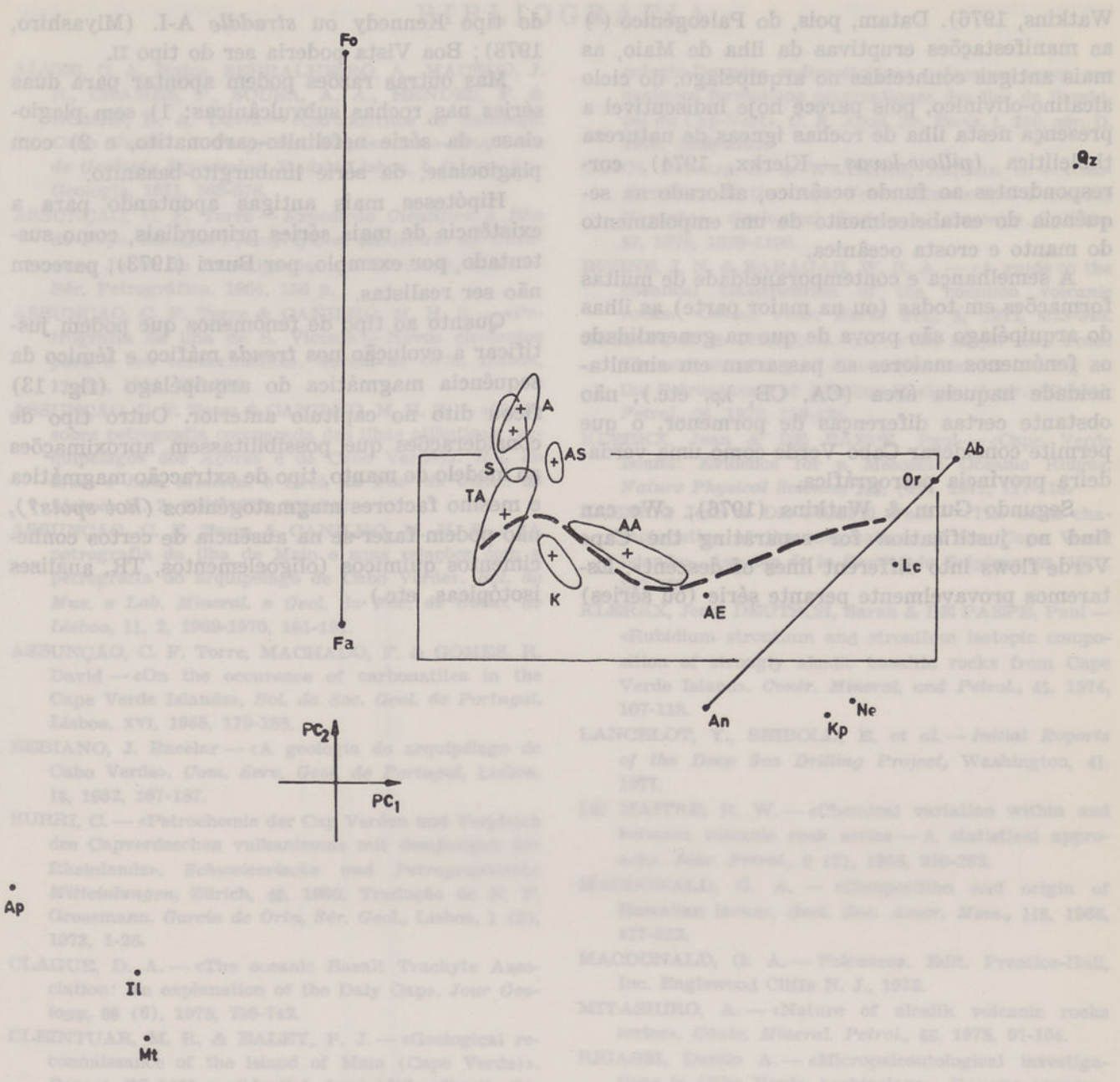


Fig. 13 — Projecção da tendência geral da diferenciação em Santiago e das composições de minerais no plano PC_1 - PC_2 . *Ap*, *Il*, *Mt*, *Fo*, *An*, *Ab*, *Or*, *Kp*, *Ne*, *Lc* e *Qz* → composições teóricas. *A* — augite; *S* — salite; *TA* — titanaugite; *AS* — augite sódica; *AA* — aegirina-augite; *AE* — aegirina; *K* — anfíbolos kaersutíticos-domínios projectivos e médias de análises recolhidas em Deer, Howie Zussmann (1974, 1978) e Kesson Price (1972)

CONCLUSÕES

O arquipélago cabo-verdiano situa-se entre as isócronas dos 140 e 120 m. a. (Vacquier, 1972), a oeste da «zona magnética calma» do Atlântico ocidental. As ilhas estão implantadas numa plataforma definida pela isóbata dos 3700 m (Rona, 1970) que morre de encontro ao talude do continente africano.

Os elementos essenciais da geologia de Santiago estão resumidos no quadro I. Não há dados

recentes sobre as ilhas de Santo Antão e Santa Luzia.

Os sedimentos meso-cenozóicos da ilha de Maio (Jurássico superior a Paleogénico, Cleintuar & Ealey, 1971 e Rigassi, 1975), deformados e metamorfizados por larga intrusão diapírica de essesito (Serralheiro, 1970), estendem-se não só pela plataforma de Cabo Verde, onde poderiam corresponder aos calcários detectados por Dash et al. (1975), mas possivelmente até às Canárias, onde afloram na ilha de Fuerteventura (Cunn &

BIBLIOGRAFIA

- ALVES, C. A. Matos, SERRALHEIRO, A., MACEDO, J. R., CRAMEZ, P., SOUSA, A. A., MENDES, F. & GOMES, R. A. David — «Carbonatitos de Santiago, Cabo Verde». *I Congresso Hispano-Luso-Americano de Geologia Económica*, Madrid-Lisboa, t. II, sec. 1 — Geologia, 1971, 563-576.
- ASSUNÇÃO, C. F. Torre — *Expedição Científica à Ilha do Fogo. Estudos Petrográficos*. Ministério do Ultramar, Junta de Investigações do Ultramar, Mem. — Sér. Petrográfica, 1954, 156 p.
- ASSUNÇÃO, C. F. Torre & CANILHO, M. H. S. — «Petrografia da ilha de S. Vicente — Novos elementos para o seu conhecimento». *Garcia de Orta*, Lisboa, 13 (2), 1965, 235-258.
- ASSUNÇÃO, C. F. Torre & CANILHO, M. H. S. — «Notas sobre petrografia comparada das ilhas atlânticas (arquipélagos dos Açores e de Cabo Verde)». *Bol. do Mus. e Lab. Mineral. e Geol. da Fac. de Ciênc. de Lisboa*, 11, 2, 1966-1970, 305-342.
- ASSUNÇÃO, C. F. Torre & CANILHO, M. H. S. — «A petrografia da ilha de Maio e suas relações com a petrografia do arquipélago de Cabo Verde». *Bol. do Mus. e Lab. Mineral. e Geol. da Fac. de Ciênc. de Lisboa*, 11, 2, 1969-1970, 161-191.
- ASSUNÇÃO, C. F. Torre, MACHADO, F. & GOMES, R. David — «On the occurrence of carbonatites in the Cape Verde Islands». *Bol. da Soc. Geol. de Portugal*, Lisboa, XVI, 1965, 179-188.
- BEBIANO, J. Bacelar — «A geologia do arquipélago de Cabo Verde». *Com. Serv. Geol. de Portugal*, Lisboa, 18, 1932, 167-187.
- BURRI, C. — «Petrochemie der Cap Verden und Vergleich des Capverdeschen Vulkanismus mit demjenigen des Rheinlands». *Schweizerische und Petrographische Mitteilungen*, Zürich, 40, 1960. Tradução de N. F. Grossmann. *Garcia de Orta, Sér. Geol.*, Lisboa, 1 (2), 1973, 1-26.
- CLAGUE, D. A. — «The oceanic Basalt Trachyte Association: An explanation of the Daly Gap». *Jour. Geology*, 86 (6), 1978, 739-742.
- CLEINTUAR, M. R. & EALEY, P. J. — «Geological reconnaissance of the island of Maio (Cape Verde)». *Report EP-2669-confidential, koninklijke/Sheell. Explor. Produkt. Labort. Rijusij*, Holanda, 1791.
- DASH, B. P., BALL, M. M., KING, G. A., BUTLER, L. W. & RONA, P. A. — «Geophysical measurements in the Cape Verde Archipelago». *EOS Trans. Am. Geoph. Un.*, 1975.
- DEER, W. A., HOWIE, R. A. & ZUSSMAN, J. — *An Introduction to the Rock-Forming Minerals*. Longmans, London, 1974.
- DEER, W. A., HOWIE, R. A. & ZUSSMAN, J. — *Rock-Forming Minerals* — Vol. 2, *Single chain silicates*. Longmans, London, 1978.
- DE PAEPE, P., KLERKX, Jean, HERTOGEN, Jan & PLINKE, P. — «Oceanic tholeiites on the Cape Verde Island: Petrochemical and Geochemical evidence». *Earth and Planetary Science Letters*, 22, 1974, 347-354.
- GRIFFITHS, M. M. Jean-Bernard, CANTAGREL, Jean-Marie, ALVES, C. A. Matos, MENDES, F., SERRALHEIRO, A. & MACEDO, João Rocha — «Géochronologie-Données radiométriques potassium-argon sur quelques formations magmatiques des îles de l'archipel du Cap-Vert». *C. R. Acad. Sc. Paris*, t. 280, sér. D, 1975, 2429-2432.
- GUNN, Bernard M. & WATKINS, Norman D. — «Geochemistry of the Cape Verde Islands and Fernando Noronha». *Geological Society of America Bulletin*, 87, 1976, 1089-1100.
- IRVINE, J. N. & BARAGAR, W. R. A. — «A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks». *Canad. Jour. Earth Sci.*, 8, 1971, 523-548.
- KESSON, S. & PRICE, R. C. — «The Major and Trace Element chemistry of Kaersutite and its bearing on the Petrogenesis of Alkaline Rocks». *Contr. Mineral. Petrol.*, 35, 1972, 119-124.
- KLERKX, Jean & DE PAEPE, Paul — «Cape Verde Island: Evidence for a Mesozoic Oceanic Ridge». *Nature Physical Science*, 233, (41), 1971, 117-118.
- KLERKX, Jean & DE PAEPE, Paul — «The main characteristics of the magmatism of the Cape Verde Islands». *Annales de la Société de Belgique*, 99, 1976, 347-357.
- KLERKX, Jean, DEUTSCH, Sarah & DE PAEPE, Paul — «Rubidium strontium and strontium isotopic composition of strongly alcaic basaltic rocks from Cape Verde Island». *Contr. Mineral. and Petrol.*, 45, 1974, 107-118.
- LANCELOT, Y., SEIBOLD, E. et al. — *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*, Washington, 41, 1977.
- LE MAITRE, R. W. — «Chemical variation within and between volcanic rock series — A statistical approach». *Jour. Petrol.*, 9 (2), 1968, 220-252.
- MACDONALD, G. A. — «Composition and origin of Hawaiian lavas». *Geol. Soc. Amer. Mem.*, 116, 1968, 477-522.
- MACDONALD, G. A. — *Volcanoes*. Edit. Prentice-Hall, Inc. Englewood Cliffs N. J., 1972.
- MIYASHIRO, A. — «Nature of alcaik volcanic rocks series». *Contr. Mineral. Petrol.*, 66, 1978, 91-104.
- RIGASSI, Danilo A. — «Micropaleontological investigations in Cabo Verde Archipelago». Resumo apresentado no Colóquio de Geologia Africana de Leeds em Janeiro de 1975.
- RONA, Peter A. — «Comparision of continental margins of eastern north America at Cape Hatteras and north-western Africa at Cape Blanc». *Am. Ass. Petr. Geol. Bull.*, 54 (1), 1970, 129-157.
- RONA, Peter A., BRAKI, J. & HEIRTZELER, J. R. — «Magnetic anomalies in the northeast Atlantic between the Canary and Cape Verde Island». *Journ. of Geoph. Res.*, 73 (36), 1970, 7412-7420.
- SERRALHEIRO, A. — «Contribuição para o conhecimento geológico da ilha de S. Vicente (Cabo Verde)». *Garcia de Orta*, Lisboa, 14 (1), 1966, 139-152.
- SERRALHEIRO, A. — *Geologia da Ilha de Maio*. Junta de Investigações do Ultramar, Lisboa, 1970.
- SERRALHEIRO, A. — «A geologia da ilha de Santiago». *Bol. Mus. Lab. Min. Geol. Fac. Ciênc. Lisboa*, 14 (2), 1975-76, 218 p. Tese de doutoramento apresentada na Faculdade de Ciências da Universidade de Lisboa.

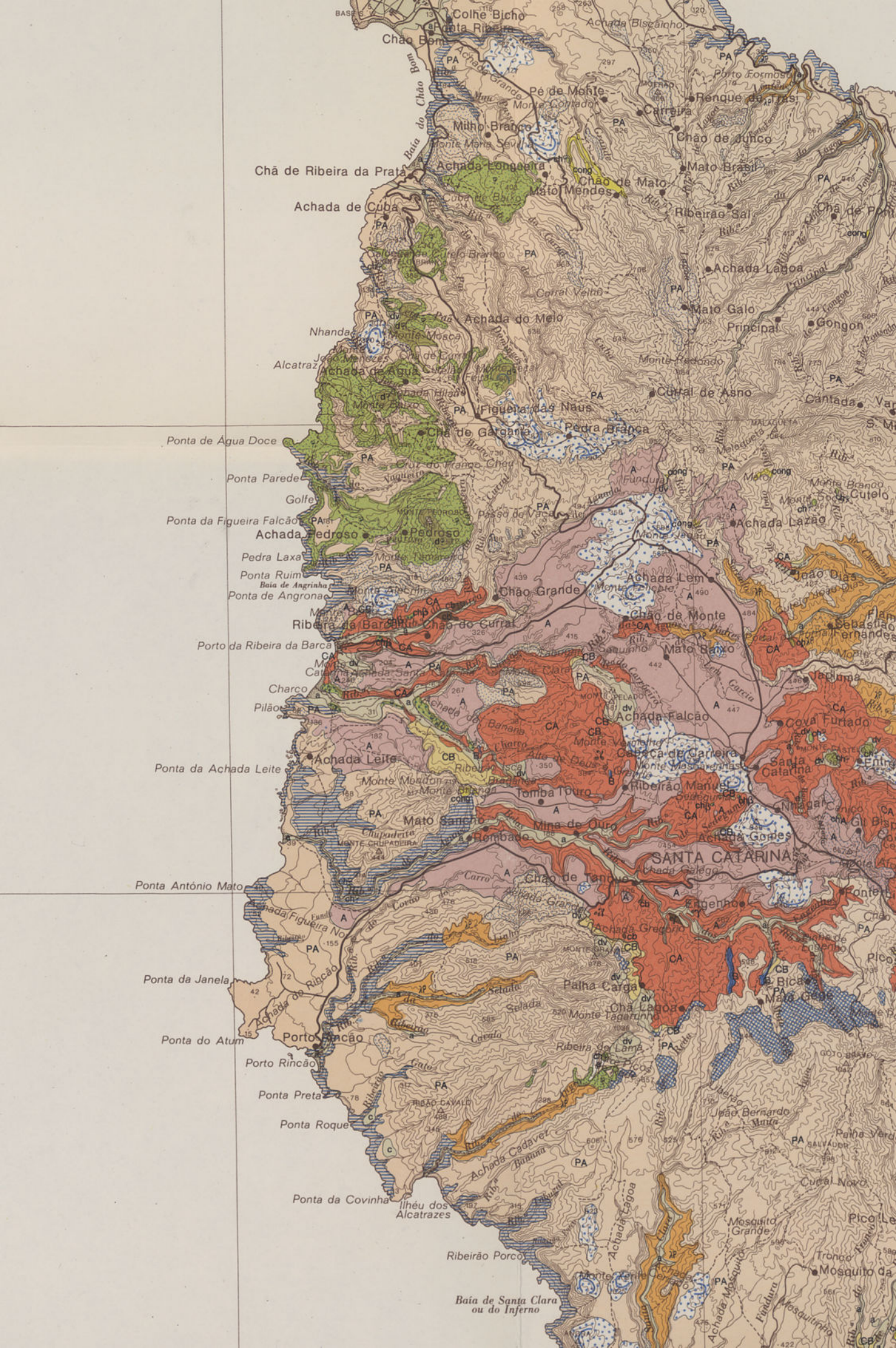




Fig. 1 — Ribeira Santana, perto de Mato Sancho. Complexo filoniano de base



Fig. 2 — Entre as pontas Moreia e Fazenda. Pitão carbonatítico de Chão de Arruela do Complexo eruptivo interno, antigo

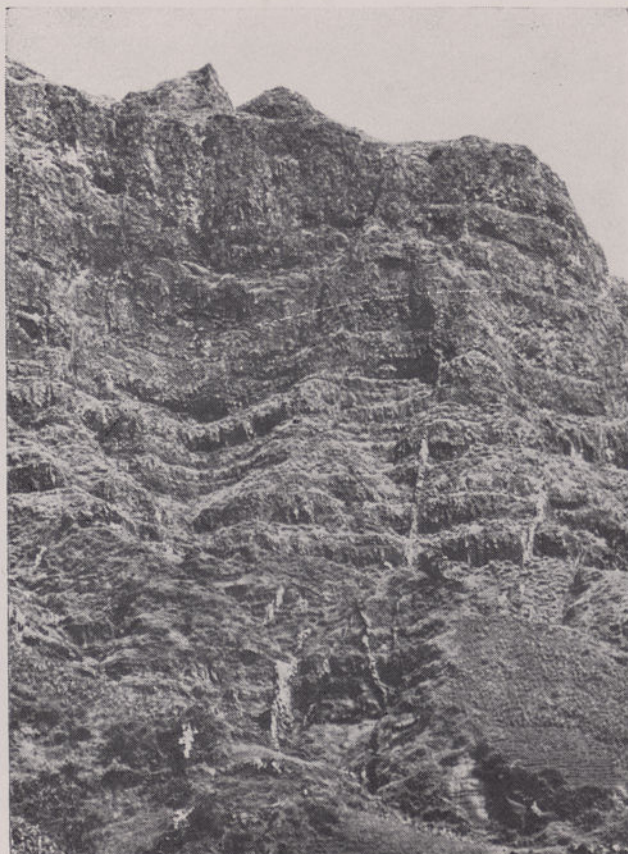


Fig. 1 — Serra da Malagueta (vertente sul). Mantos subaéreos do Complexo do Pico da Antónia, cortados por filões verticais



Fig. 2 — Vertente leste da achada das Eguas, vale de Pau de Saco. Aspecto do empilhamento dos derrames subaéreos da Série inferior do Complexo do Pico da Antónia



Fig. 1 — Monte Brianda, visto da achada Grande. Notar a discordância entre os mantos subaéreos do Complexo do Pico da Antónia (inclinados) e os da Formação da Assomada (sub-horizontais)

Estudo estratigráfico dos sedimentos do Campo da Preguiça ilha de S. Nicolau (Cabo Verde)

A. SERRALHEIRO

Laboratório de Estudos Petrológicos e Paleontológicos do Ultramar (JICU)

M.^a LOURDES UBALDO

Laboratório de Estudos Petrológicos e Paleontológicos do Ultramar (JICU)

O estudo dos foraminíferos planctónicos encontrados em cinco afloramentos de sedimentos do Campo da Preguiça (ilha de S. Nicolau), em especial no do monte Focinho, o mais importante forneceu novos dados biostratigráficos sobre estas formações. A fauna estudada, constituída por uma associação composta de trinta espécies, corresponde à biozona N. 17 de Blow (1969) — Miocénico superior. O conhecimento da idade destes sedimentos reveste-se de grande interesse, pois, pela posição estratigráfica que ocupam, idêntica à de afloramentos semelhantes nas ilhas de Maio e de Santiago, permite datar o início da reactivação vulcânica no arquipélago.

The study of the planktonic foraminifers found in five sediment outcrops from Campo da Preguiça (S. Nicolau island), specially those of the «Monte Focinho», which is the most important, has given new biostratigraphic data about these formations. The fauna investigated, composed of an assemblage of thirty species corresponds to biozone N. 17 of Blow (1969) — Upper Miocene. The knowledge of the age of these sediments is of great interest, since by their stratigraphic position, identical to that of similar outcrops in Maio and Santiago islands, it makes possible the dating of the start of volcanic reactivation in the archipelago.

INTRODUÇÃO

Em 1973, a Missão Geológica de Cabo Verde (JICU) iniciou o levantamento geológico da ilha de S. Nicolau, prestando especial atenção à zona do Campo da Preguiça, dada a existência de alguns afloramentos sedimentares, sempre de muito interesse numa ilha vulcânica.

Dos cinco afloramentos presentes no Campo da Preguiça, o do monte Focinho é, sem dúvida, o mais conhecido e importante, tendo sido descrito pela primeira vez por Bebiano (1932). Se-

gundo este autor, a intrusão fonolítica que constitui o monte Focinho teria sido responsável pela deformação observada nos sedimentos, assim como pela sua elevação à altitude a que se encontram. Os fósseis (lamelibrânquios, gasterópodes, etc.) colhidos por Bebiano foram estudados por Torres & Soares (1946) e Soares (1956), tendo o último autor atribuído a idade senoniana a este afloramento.

C. Teixeira (1950) referiu-se aos sedimentos do monte Focinho, citando-os apenas. C. Thomé (1964) reproduziu as considerações e resultados

dos estudos de Bebiano e Soares, referindo, deste autor, os trabalhos publicados até 1956. A. Serralheiro (1968), ao descrever as formações sedimentares de Cabo Verde, limitou-se a reproduzir as opiniões de Bebiano e Soares.

Em 1971, D. Rigassi, ao efectuar trabalhos preliminares de pesquisa petrolífera, estudou alguns afloramentos sedimentares de S. Nicolau. Tendo encontrado, nos sedimentos do monte Focinho, uma associação de foraminíferos planctónicos que considerou pertencente ao Miocénico médio, Rigassi forneceu novos dados para a determinação da idade dos referidos depósitos.

C. Thomé (1972), sobre este assunto, nada avançou em relação ao seu trabalho de 1964.

Finalmente Serralheiro (1976), com base nos resultados conhecidos, discutiu pormenorizadamente o problema da datação dos sedimentos do Campo da Preguiça, admitindo a opinião defendida por Rigassi.

O presente trabalho retoma, pois, o assunto, fornecendo novos dados biostratigráficos sobre as formações sedimentares do Campo da Preguiça, resultantes do estudo dos foraminíferos planctónicos, efectuado por um de nós (MLU) (1).

ENQUADRAMENTO GEOLÓGICO DO CAMPO DA PREGUIÇA

O Campo da Preguiça (fig. 1) morfologicamente é um planalto com a altitude média de 180 m. Situa-se no interior da ilha, a cerca de 1,5 km da costa sul. Trata-se de uma depressão com 3,5 km de comprimento máximo na direcção N. W.-S. E. e 1,5 km de maior largura. Está ladeado a ocidente por uma barreira montanhosa que se estende na direcção N.-S. e a oriente pelo monte Matias e seus prolongamentos. A norte e a sul, o Campo da Preguiça não é limitado por qualquer relevo digno de menção.

O levantamento geológico de pormenor mostrou que no planalto afloram as seguintes unidades geológicas (2) (fig. 2):

- 1) Complexo eruptivo interno, antigo (CA), de que o monte Focinho (chaminé fonolítica) é o único testemunho representado na área abrangida pelo mapa;

(1) Agradecemos ao Sr. Hélder Borges a prestimosa ajuda na execução das fotografias.

(2) A designação de alguns complexos refere-se à localidade onde as formações se encontram melhor caracterizadas (ver Serralheiro, 1976).

- 2) Depósitos de antigas praias (calcários, margas, conglomerados);
- 3) Lavas em rolos da Formação de Figueira de Coxe ($\lambda\rho$);
- 4) Mantos lávicos subaéreos e piroclastos do Complexo eruptivo principal;
- 5) Derrames lávicos do Complexo do monte Gordo;
- 6) Depósitos de vertente e de enxurrada.

O Campo da Preguiça não deve a sua aplanção à acção erosiva marinha, como afirma Bebiano (1932), mas, fundamentalmente, a mantos basálticos, subaéreos e sub-horizontais, muito espessos, pertencentes ao Complexo eruptivo principal. A acção erosiva foi intensa, tendo

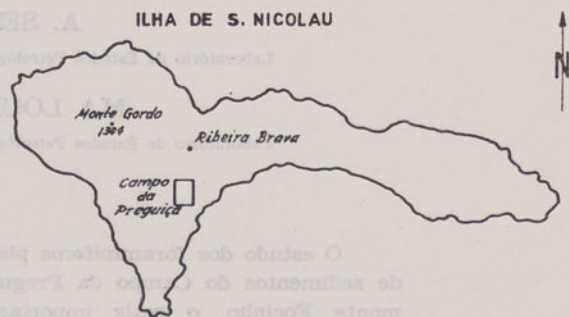


Fig. 1 — Localização do Campo da Preguiça

escavado vasta depressão e posto a descoberto níveis profundos do antigo edifício vulcânico (CA). Aqueles derrames lávicos colmataram parte dessa depressão, pequena caldeira de erosão, aflorando, ainda, alguns testemunhos do CA, como a chaminé fonolítica que constitui o monte Focinho.

Posteriormente, a deposição de materiais arrastados pelas águas dos relevos circundantes contribuiu também para a quase horizontalidade da planura. Esta sequência pode observar-se numa pequena barreira na ribeira de Água, afluente da do Recanto (lado norte do Campo da Preguiça), onde os mantos subaéreos se encontram cobertos pelos depósitos de enxurrada.

DESCRIÇÃO DAS FORMAÇÕES SEDIMENTARES

Os afloramentos sedimentares actualmente conhecidos (fig. 2) são em número de cinco, situando-se o principal na encosta sul do monte Focinho. Os restantes, tomando como ponto de referência este monte, encontram-se localizados a noroeste (a 1100 m) e a sudeste (a 400 m, a 450 m e a 600 m).



Fig. 2 — Mapa geológico de um trecho do Campo da Preguiça, com a localização das amostras
 1 — Chaminé fonolítica. (CA); 2 — Depósitos de antigas praias; 3 — Lavas em rolos da Formação de Coxé; 4 — Mantos lávicos subaéreos e piroclastos do Complexo eruptivo principal; 5 — Derrames lávicos do Complexo do monte Gordo; 6 — Depósito de vertente e de enxurrada

1 — Monte Focinho (fig. 3)

A meia encosta do monte Focinho e assentes no depósito de vertente constituído por materiais provenientes da desagregação da chaminé fonolítica, encontram-se numerosas camadas de calcários margosos e calcarenitos, fossilíferos e muito alterados. Os fósseis (micro e macro) apresentam-se bastante mal conservados, observando-se, frequentemente, apenas moldes (moluscos, gasterópodes, etc.).

Não se observa a base da formação e a espessura visível é superior a 8 m. As camadas, nem sempre bem definidas, orientam-se na direcção N. 80 W. (em Serralheiro, 1976, devido a

O estudo microfaunístico não revelou diferenças entre as amostras, tendo a associação de foraminíferos planctónicos permitido situá-las no Miocénio superior. Entre as espécies mais representativas, podem citar-se: *Globorotalia cultrata limbata*; *G. margaritae*; *G. multicamerata*; *Turborotalia acostaensis acostaensis*; *Sphaeroidinella seminulina seminulina*; *S. subdehiscens subdehiscens*; *Globigerinoides obliquus obliquus* e *G. obliquus extremus*.

Já em 1971 D. Rigassi tinha colhido, nas camadas calcário-margosas, amostras cujo estudo micropaleontológico efectuado por Maync revelara a presença de foraminíferos planctónicos, considerados por este autor pertencentes ao Miocénico médio (Serralheiro, 1976). Baseou-se para

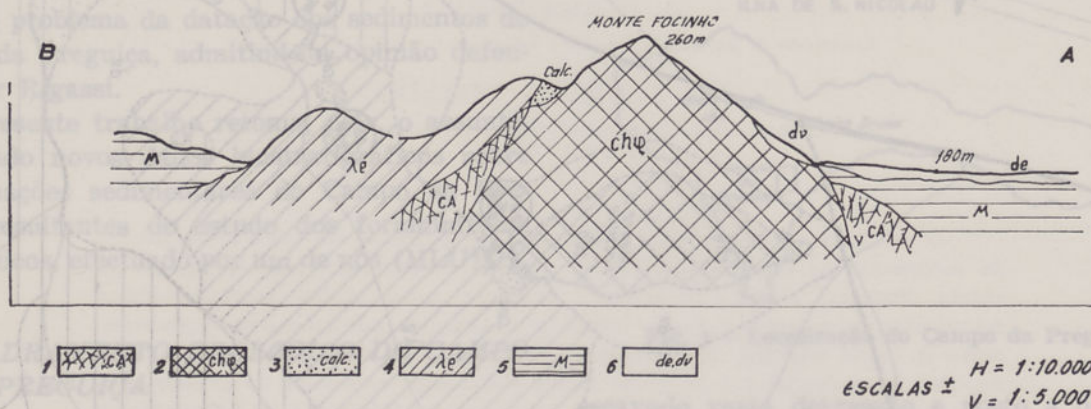


Fig. 3 — Corte geológico do monte Focinho (ver localização na figura 2)

- 1 — Complexo filoniano do CA; 2 — Chaminé fonolítica (CA); 3 — Depósito de antiga praia;
- 4 — Lavas em rolos da Formação de Figueira de Coxe; 5 — Mantos lávicos e piroclastos do Complexo eruptivo principal; 6 — Depósitos de vertente e de encurrada

gralha, foi dado o valor de N. 70 W.) e inclinam 28° para S.-S. W.

Trata-se de um afloramento cortado por filão basáltico, vertical, de 50 cm de espessura e orientado na direcção N. 33 E., e não de dois afloramentos, como foi descrito por Bebiano.

Os sedimentos estão, em parte, cobertos por lavas em rolos (basalto olivínico com tendência ancaramítica) provenientes dos derrames submarinos da Formação de Figueira de Coxe. O topo da última camada de sedimentos está endurecido pela acção daquelas lavas e apresenta figuras de carga, com esmagamento de fósseis (*Turritella*, por ex.).

As amostras estudadas no presente trabalho, em número de oito (n.ºs 201 a 208), foram colhidas de metro a metro, situando-se a primeira perto da base dos sedimentos e a última na camada que contacta com as lavas submarinas.

esta conclusão na presença de *Globorotalia menardii* e *Globorotalia* do grupo *foshi*. Esta última espécie é um bom fóssil característico, indicando, segundo Blow (1969), uma área muito limitada do Miocénico médio (N. 12 e N. 13). *G. menardii*, por seu lado, tem larga distribuição. Aparecendo pela primeira vez no Miocénico médio, na zona n. 14 (ou parte final de N. 13) de Blow, existe na actualidade. Quer dizer, *G. menardii* aparece quando *G. foshi* se extingue.

Por amabilidade do Dr. Rigassi tivemos oportunidade de observar a associação faunística estudada por Maync que inclui aquelas formas, segundo o seu parecer. Pesquisámos em vão a presença de *G. foshi*. As espécies de *Globorotalia* que encontramos na microfauna enviada pelo Dr. Rigassi foram semelhantes às que tínhamos identificado na nossa amostragem. Aliás, as duas associações faunísticas têm a mesma constituição, como era de esperar.

2 — Pequeno cabeço com a altitude de 252 m, a 1100 m N. W. do monte Focinho (fig. 4)

Na base do pequeno cabeço, sobre filões do CA (sem representação na escala da figura) encontram-se sedimentos constituídos por calcários margosos capeados por rolos de lavas submarinas da Formação de Figueira de Coxe. Os calcários margosos orientam-se a N. 27 W. e inclinam 12° para W.-S. W.

A parte superior deste afloramento encontra-se obstruída por materiais provenientes da desagregação das lavas submarinas, não sendo possível medir a espessura total dos sedimentos. A parte visível tem cerca de 4 m.

As amostras, em número de cinco (n.ºs 411 a 415), foram colhidas em diferentes camadas, da base para o topo, com intervalos de cerca de 80 cm. Trata-se de calcários margosos, com abundantes fragmentos de fósseis (gasterópodes, lamelibrânquios, etc.) e, às vezes, com forte impregnação ferruginosa.

Os microfósseis encontram-se bastante mal conservados, tornando difícil a sua identificação, pelo que as associações observadas nas diferentes amostras são muito incompletas. A amostra n.º 412, todavia, permitiu o reconhecimento das seguintes formas: *Orbulina universa*; *Globorotalia merotumida*; *G. cultrata limbata*; *Turborotalia acostaensis acostaensis*; *T. acostaensis humerosa*; *Globigerinoides obliquus extremus*; *G. quadrilobatus immaturus* e *G. quadrilobatus trilobus*.

Por comparação com a microfauna representada no afloramento do monte Focinho (quadro I), pudemos atribuir a esta associação a idade miocénica superior.

3 — Afloramento a 400 m S. E. do monte Focinho

Este afloramento, tal como os que se seguem, situam-se na linha de água a sul do monte Focinho e é constituído por sedimentos calcário-margosos que se orientam a N. 45 E. e inclinam 28° para S. E. No topo do afloramento, o calcário apresenta-se compacto, devido à acção das lavas submarinas que sobre ele repousam. Os sedimentos da base, muito alterados e friáveis, desagregam-se facilmente, formando pequeno depósito que oculta o contacto. A espessura da parte visível do afloramento é de cerca de 6 m.

Colheram-se duas amostras, uma na base (n.º 48) e outra a meio do afloramento (n.º 200).

A microfauna da amostra n.º 200 é muito pobre, pelo que a associação de foraminíferos planctónicos que a seguir discriminamos foi identificada apenas na amostra n.º 48: *Orbulina universa*; *Globigerinoides quadrilobatus immaturus*; *G. quadrilobatus trilobus*; *G. obliquus extremus*; *G. ruber*; *Sphaeroidinellopsis seminulina seminulina*; *S. subdehiscens subdehiscens*; *Globigerina nepenthes nepenthes*; *G. nepenthes picassiana*; *Turborotalia acostaensis acostaensis*; *T. acostaensis humerosa*; *T. obesa*; *Globorotalia margaritae*; *G. miocenica*; *G. cultrata limbata* e *G. tumida plesiotumida*.

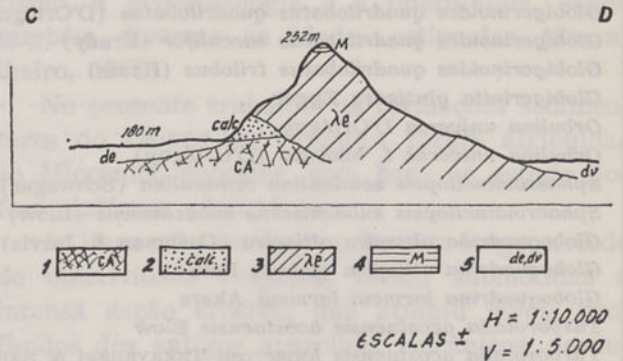


Fig. 4 — Corte geológico do cabeço a noroeste do monte Focinho (ver localização na figura 2)
 1 — Complexo filoniano do CA; 2 — Depósito de antiga praia; 3 — Lavas em rolos da Formação de Figueira de Coxe; 4 — Manto lávico subaéreo do Complexo eruptivo principal; 5 — Depósitos de vertente e de enxurrada

A idade deste afloramento é semelhante à dos anteriores. A associação encontrada caracteriza o Miocénico superior.

4 — Afloramento a 450 m S. E. do monte Focinho

Este afloramento situa-se no antigo troço de estrada que conduz ao porto da Preguiça e tem menor extensão do que o anterior. É constituído por calcários margosos que contêm numerosos fósseis (*Fissurela*, *Patella*, *Glycymeris*, *Chama*, etc.). Os sedimentos estão muito alterados e desagregam-se facilmente originando pequeno depósito na base. Por este motivo não é possível avaliar a espessura total do afloramento, medindo a parte visível cerca de 5 m.

Colheram-se duas amostras, uma a meio do afloramento (n.º 46) e outra na parte superior (n.º 45).

Apenas a amostra n.º 46 forneceu microfauna, ainda que muito pobre: *Orbulina universa*; *Sphaeroidinellopsis subdehiscens subdehiscens*; *Globorotalia cultrata limbata* e *G. tumida plesiotumida*.

QUADRO I

Distribuição das espécies de foraminíferos planctónicos no afloramento do monte Focinho

Espécies	Amostras								
	201	202	203	204	205	206	207	208	
<i>Globigerina decoraperta</i> Takayanagi & Saito									
<i>Globigerina foliata</i> Bolli									
<i>Globigerina nepenthes nepenthes</i> Todd									
<i>Globigerina nepenthes picassiana</i> Perconig									
<i>Globigerinoides conglobatus conglobatus</i> (Brady)									
<i>Globigerinoides obliquus extremus</i> Bolli & Bermudez									
<i>Globigerinoides obliquus obliquus</i> Bolli									
<i>Globigerinoides quadrilobatus immaturus</i> Le Roy									
<i>Globigerinoides quadrilobatus quadrilobatus</i> (D'Orbigny)									
<i>Globigerinoides quadrilobatus sacculifer</i> (Brady)									
<i>Globigerinoides quadrilobatus trilobus</i> (Reuss)									
<i>Globigerinita glutinata</i> Egger									
<i>Orbulina universa</i> D'Orbigny									
<i>Orbulina universa</i> f. <i>bilobata</i> (D'Orbigny)									
<i>Sphaeroidinellopsis seminulina seminulina</i> (Schwager)									
<i>Sphaeroidinellopsis subdehiscens subdehiscens</i> (Blow)									
<i>Globoquadrina altispira altispira</i> (Cushman & Jarvis)									
<i>Globoquadrina altispira globosa</i> Bolli									
<i>Globoquadrina larmeyi larmeyi</i> Akers									
<i>Turborotalia acostaensis acostaensis</i> Blow									
<i>Turborotalia acostaensis humerosa</i> Takayanagi & Saito									
<i>Globorotalia cultrata cultrata</i> (D'Orbigny)									
<i>Globorotalia cultrata limbata</i> (Fornasini)									
<i>Globorotalia margaritae</i> Bolli & Bermudez									
<i>Globorotalia</i> cf. <i>merotumida</i> Blow & Banner									
<i>Globorotalia miocenica</i> Palmer									
<i>Globorotalia multicamerata</i> Cushman & Jarvis									
<i>Globorotalia tumida plesiotumida</i> Blow & Banner									
<i>Globorotaloides hexagona variabilis</i> Bolli									
<i>Hastigerina siphonifera siphonifera</i> (D'Orbigny)									

Embora esta associação planctónica seja muito reduzida, as espécies presentes foram já encontradas nas associações anteriores, mais completas, e que, com segurança, permitiram reconhecer o Miocénico superior.

5 — Afloramento a 600 m S. E. do monte Focinho

Este afloramento situa-se também no antigo troço de estrada que leva ao porto da Preguiça e apresenta as características do anterior.

Não se colheram amostras.

BIOSTRATIGRAFIA

A discussão biostratigráfica far-se-á apenas para a formação do monte Focinho, uma vez que o estudo micropaleontológico dos sedimentos que afloram no Campo da Preguiça revelou identi-

dade de microfauna. Aquele afloramento foi o que apresentou associação planctónica mais completa, razão da nossa escolha.

A escala estratigráfica adoptada foi a proposta por Blow (1969).

A fauna estudada é constituída por uma associação composta de trinta espécies e subespécies (quadro I) pertencentes, no conjunto, às zonas N. 17 ou N. 18.

Segundo Blow, a zona N. 17 (zona *Globorotalia tumida plesiotumida*) é definida pelo aparecimento de *Globorotalia tumida plesiotumida* a partir de *Globorotalia merotumida* e a zona N. 18 (zona *Globorotalia tumida tumida* — *Sphaeroidinellopsis subdehiscens paenedehiscens*) é determinada pelo aparecimento, na base, de *Globorotalia tumida tumida*.

Estudos efectuados por Krasheninnikov & Pflaumann (1977) na área do arquipélago cabo-verdiano, em sondagens marinhas, assinalam a

presença de *Globorotalia tumida tumida*, a partir do Miocénico superior. Estes autores, ao descreverem o Neogénico da sondagem 368 situada na «Crista de Cabo Verde», consideraram quatro zonas no Miocénico superior: zona *Globorotalia continuaosa*; zona *G. acostaensis*; zona *G. plesiotumida* e zona *G. margaritae margaritae*.

A associação de foraminíferos do monte Focinho tem afinidades com as que caracterizam as duas últimas zonas. No entanto, difere da penúltima, pela presença de espécies estratigraficamente importantes, tais como *Globorotalia margaritae*, *G. multicamerata* e *Globigerinoides conglobatus*, que Krasheninnikov e Pflaumann incluem na última zona; mas a ausência, na nossa amostragem, de *Globorotalia tumida*, *G. crassaformis*, *Sphaeroidinellopsis sphaeroides* e *Pulleniatina primalis*, espécies registadas na zona *Globorotalia margaritae margaritae*, dificulta a tentativa de identificação do nosso conjunto faunístico com o desta zona.

Na biozonação de Blow, pelo contrário, a zona N. 17 engloba a maior parte das espécies identificadas no monte Focinho, nomeadamente *Turborotalia acostaensis acostaensis*, *T. acostaensis humerosa*, *Globorotalia cultrata limbata*, *G. margaritae*, *G. merotumida*, *G. miocenica*, *G. multicamerata*, *G. tumida plesiotumida*, *Globigerinoides conglobatus*, *Globoquadrina altispira altispira*, *Sphaeroidinellopsis seminulina*, *S. subdehiscens subdehiscens* incluindo também espécies menos importantes de *Globigerina* e *Globigerinoides*.

A ausência de *Globorotalia tumida tumida* (definidora da zona N. 18), na associação estudada, leva a admitir o enquadramento da Formação do monte Focinho na biozona N. 17 (parte média do Miocénico superior).

IMPORTÂNCIA ESTRATIGRÁFICA DOS SEDIMENTOS DO CAMPO DA PREGUIÇA

Durante o levantamento geológico de pormenor de S. Nicolau verificou-se que os sedimentos do Campo da Preguiça ocupam a mesma posição estratigráfica que os de Pedro Vaz, na ilha de Maio, e os da ribeira de S. Martinho Grande, na ilha de Santiago (Serralheiro, 1976). Todos repousam sobre o Complexo eruptivo interno, antigo (CA), e estão subjacentes às lavas submarinas antigas ($\lambda\rho$).

O conhecimento da idade destes sedimentos reveste-se de grande importância, pelo facto de os mesmos, por sua vez, datarem o início, em cada uma daquelas ilhas, da intensa reactivação vulcânica surgida no arquipélago.

As primeiras tentativas para determinar as idades dos diferentes sedimentos intercalados ou sobrepostos nos derramos lávicos foram realizadas por diversos investigadores desde o século passado. As idades propostas nestes estudos, baseados na macrofauna, variavam do Eocénico ao Quaternário.

Recentemente, recorreu-se ao paleomagnetismo, à geocronologia e à microfauna, sendo também diversas as idades estimadas (Serralheiro, 1976).

No presente trabalho, as formações sedimentares do Campo da Preguiça foram atribuídas ao Miocénico superior, com base no estudo dos foraminíferos planctónicos.

As ilhas cabo-verdianas, durante longo período de inactividade eruptiva, foram submetidas a intensa acção erosiva, que atingiu níveis profundos dos antigos aparelhos vulcânicos, desnudando, em Santiago e Maio, bolsas granulares, intrusivas no complexo filoniano basáltico que constitui o esqueleto da parte emersa. Sofreram então subsidência até grandes profundidades, que em Santiago e S. Nicolau foram da ordem dos 450 m e 250 m, respectivamente, abaixo do nível do mar (Serralheiro, 1976).

Durante esta imersão, formaram-se praias semelhantes às actuais, cuja sedimentação foi interrompida pelos derrames das lavas submarinas antigas ($\lambda\rho$). Estas, muito espessas nas ilhas de Santiago e de S. Nicolau, estão, certamente, relacionadas com o recomeço da actividade vulcânica na placa africana, que, segundo Burke & Wilson (1972), se iniciou há cerca de 25 MA, isto é, no fim do Oligocénico.

No arquipélago cabo-verdiano não foi detectada qualquer actividade lávica intercalada entre o Complexo eruptivo interno, antigo (CA), e as lavas submarinas antigas ($\lambda\rho$), tendo estas surgido, na ilha de Maio (3.^a fase lávica) no Miocénico médio e na ilha de S. Nicolau (Formação de Figueira de Coxe) no Miocénico superior (Serralheiro, 1976).

A actividade vulcânica que originou estas extensões foi muito intensa. Na ilha de Santiago, cujo edifício vulcânico se encontra bastante dissecado, a área desnudada referente às lavas submarinas antigas ($\lambda\rho$) é de cerca de 70 km². Na ilha de S. Nicolau, estas lavas encontram-se em

grande parte cobertas por materiais de formações mais modernas, sendo impossível conhecer a sua extensão total. Admite-se, no entanto, que os derrames tenham coberto uma área importante da ilha, a avaliar pelos diferentes locais onde os mesmos foram assinalados.

Por outro lado, no âmbito do arquipélago, a presença das lavas submarinas antigas em ilhas tão distantes como Maio e S. Nicolau leva a admitir uma actividade vulcânica geral, o que está de acordo com a reactivação da placa africana referida por Burke & Wilson (1972).

BIBLIOGRAFIA

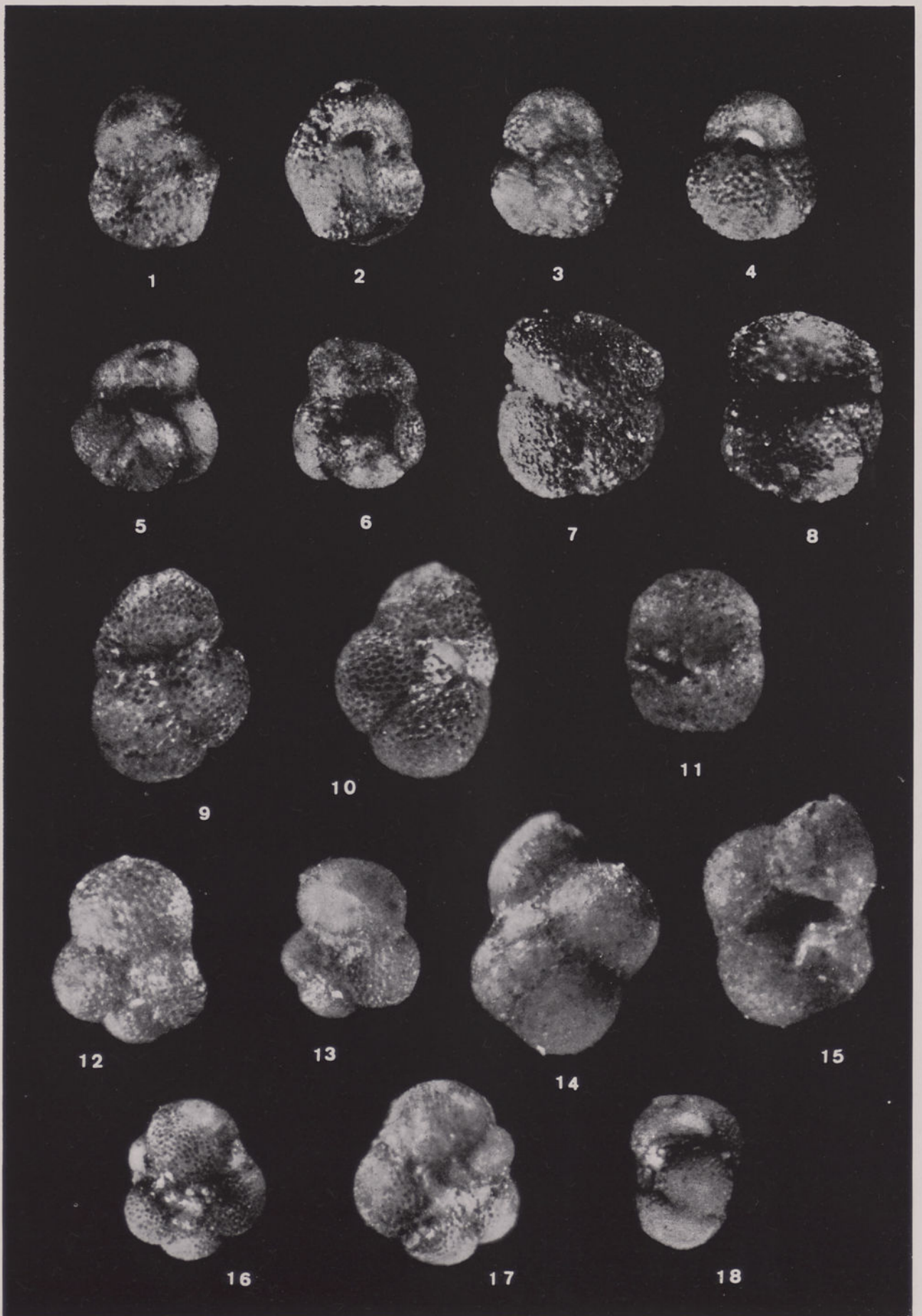
- BEBIANO, J. B. — «A geologia do arquipélago de Cabo Verde». *Comun. Serv. Geol. Portugal*, Lisboa, 18, 1932, 167-187.
- BLOW, W. H. — «Late Middle Eocene to Recent planktonic foraminiferal biostratigraphy». *Proc. 1st Intern. Conf. Plankt. Microfossils*, Leiden, 1, 1969, 199-421.
- BURKE, K. & WILSON, P. J. — «Is the African plate stationary?». *Nature*, Londres, 239, 1972, 387-390.
- KRASHENINNIKOV, V. & PFLAUMANN, U. — «Zonal stratigraphy of Neogene deposits of the eastern part of the Atlantic Ocean by means of planktonic foraminifers, Leg 41, Deep Sea Drilling Project». *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*, Washington, 41, 1977, 613-657.
- LANCELOT, Y., SEIBOLD, E., et al. — *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*. Washington, 41, 1977.
- RIGASSI, D. A. — *Micropaleontological investigations in Cabo Verde archipelago*. Resumo apresentado no Colóquio de Geologia Africana de Leeds em Janeiro de 1975.
- SERRALHEIRO, A. — *Formações Sedimentares do Arquipélago de Cabo Verde*. Lisboa, J. I. U., 1968.
- «A Geologia da ilha de Santiago (Cabo Verde)». *Bol. Mus. Lab. Min. Geol. Fac. Ciênc. Lisboa*, 14 (2), 1975-1976, 218 p.
- SOARES, J. M. P. — «Description d'une faunule de peccinidés des îles de Santiago et de S. Nicolau (Archipel du Cap Vert)». *Comun. Conf. Int. African. Ocíd.*, S. Tomé, 6.^a Sess., 2, 1956, 271-307.
- TEIXEIRA, C. — «Notas sobre a geologia das ilhas atlânticas». *An. Fac. Ciênc. Porto*, 33 (3-4), 1950, 143-233.
- THOMÉ, R. C. M. — «The sediments of the Cape Verde Archipelago». *Pub. Serv. Geol. Luxembourg*, 14, 1964, 229-251.
- «Outline of the geology of the Cape Verde Archipelago». *Geol. Rundschau*, 61 (3), 1972, 1087-1109.
- TORRES, A. S. & SOARES, J. M. P. — «Formações sedimentares do arquipélago de Cabo Verde. I — Actualização de conhecimentos». *Mem. Junta Mis. Geogr. Inv. Coloniais*, Lisboa, 3 (1), 1946.



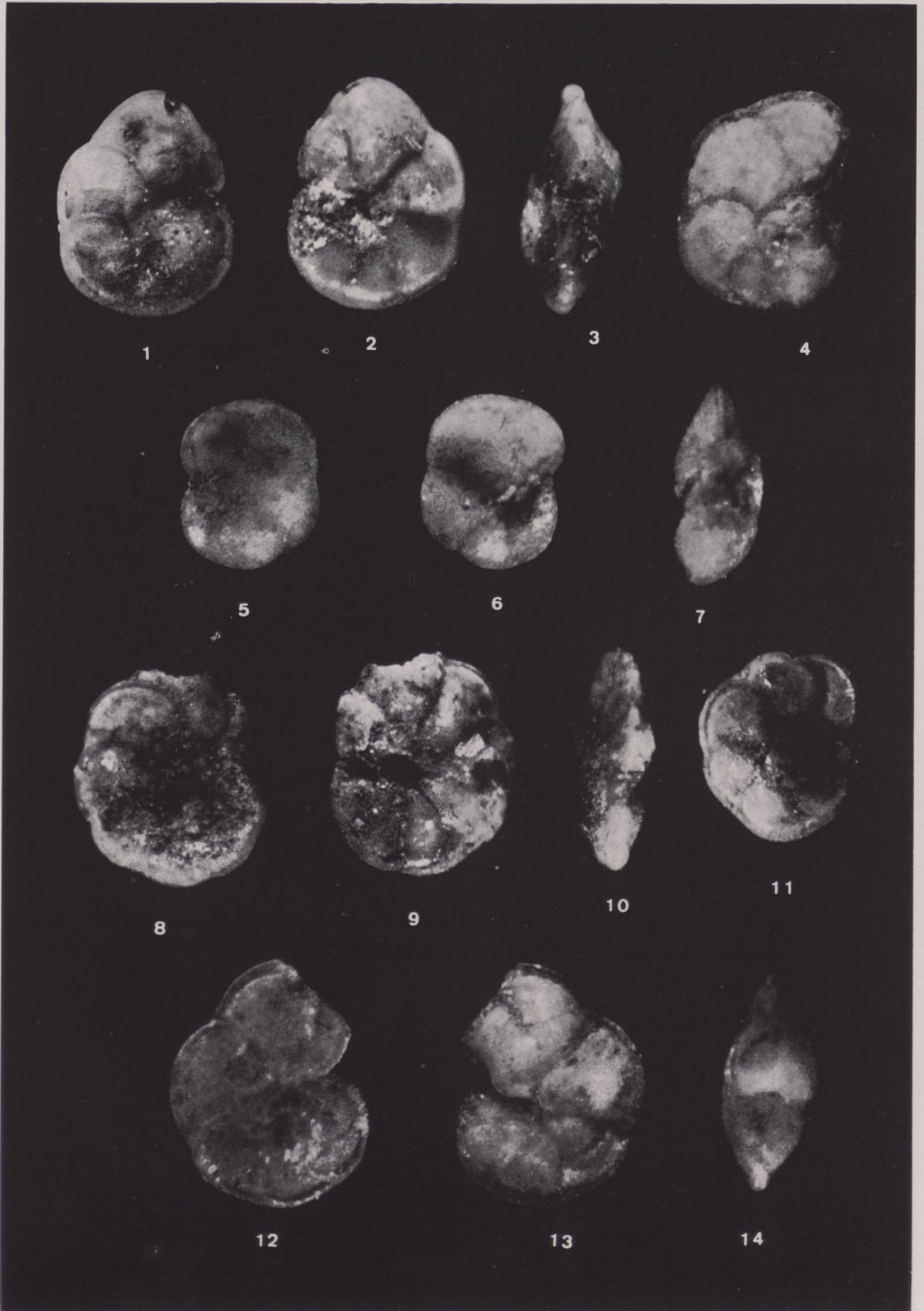
ESTAMPAS

SUMÁRIO

- Figs. 1 e 2 — *Globigerina nepenthes nepenthes* Todd, × 80.
Figs. 3 e 4 — *Globigerina nepenthes picassiana* Perconig, × 70.
Figs. 5 e 6 — *Globigerinoides obliquus extremus* Bolli & Bermúdez, × 70.
Figs. 7 e 8 — *Globigerinoides conglobatus conglobatus* (Brady), × 60.
Figs. 9 e 10 — *Globigerinoides quadrilobatus sacculifer* (Brady), × 70.
Fig. 11 — *Sphaeroidinellopsis subdehiscens subdehiscens* (Blow), × 80.
Figs. 12 e 13 — *Globorotaloides hexagona variabilis* Bolli, × 80.
Figs. 14 e 15 — *Sphaeroidinellopsis seminulina seminulina* (Schwager), × 80.
Figs. 16 a 18 — *Turborotalia acostaensis acostaensis* Blow, × 90.



- Figs. 1 a 3 — *Globorotalia cultrata limbata* (Fornasini), ×60.
Fig. 4 — *Globorotalia cultrata limbata* (Fornasini), ×60.
Figs. 5 a 7 — *Globorotalia margaritae* Bolli & Bermúdez, ×70.
Figs. 8 a 10 — *Globorotalia multicamerata* Cushman & Jarvis, ×60.
Fig. 11 — *Globorotalia multicamerata* Cushman & Jarvis, ×60.
Figs. 12 a 14 — *Globorotalia tumida plesiotumida* Blow & Banner, ×70.



MARQUES, M. Monteiro
FURTADO, A. F. A. San-
ches

Lateritos das ilhas de
S. Tomé e do Príncipe.
Algumas hipóteses acerca
da sua gênese

MARQUES, M. Monteiro
FURTADO, A. F. A. San-
ches

Latérites des îles de S. To-
mé et du Príncipe. Quel-
ques hypothèses sur leur
gênese

Garcia de Orta, Sér. Geol., Lisboa, 3 (1-2), 1979, p. 1-16

Garcia de Orta, Sér. Geol., Lisboa, 3 (1-2), 1979, p. 1-16

Estudo comparativo das estruturas vulcânicas das ilhas de S. Tomé e do Príncipe. Características morfológicas, químicas e mineralógicas, formas de relevo e jazidas de lateritos. Algumas conclusões acerca da dinâmica geomorfológica na explicação da gênese dos lateritos.

Étude comparative des structures volcaniques des îles de S. Tomé et du Príncipe. Caractéristiques morphologiques, chimiques et minéralogiques, formes de relief et gisements de latérites. Quelques conclusions sur la dynamique géomorphologique dans la genèse des latérites.

CDU 563.12(673)

CDU 563.12(673)

ROCHA, A. Tavares

Notas micropaleontológicas sobre as formações sedimentares da orla meso-cenozóica de Angola. II — Ocorrência de «*Daucina ermaniana*» var. «*obtusa*» (foraminífero) no Paleogénico da bacia do Cuanza (Angola)

ROCHA, A. Tavares

Micropaleontologic notes on the sedimentary formations of the meso-cenozoic border of Angola. II — Occurrence of «*Daucina ermaniana*» var. «*obtusa*» (foraminifer) in the Paleogenic of the basin of Cuanza (Angola)

Garcia de Orta, Sér. Geol., Lisboa, 3 (1-2), 1979, p. 17-20

Garcia de Orta, Sér. Geol., Lisboa, 3 (1-2), 1979, p. 17-20

Descrição sistemática, pormenorizada, e distribuição geográfica e estratigráfica de *Daucina ermaniana* var. *obtusa*, foraminífero muito importante e típico, originário do Miocénico inferior da bacia sedimentar do Gabão.

Detailed systematic description, geographic and stratigraphic distribution of *Daucina ermaniana* var. *obtusa*, which is a very important typical foraminifer coming from the lower Miocene from the sedimentary basin of Gaban.

CDU 563.12(673)

CDU 563.12(673)

ROCHA, A. Tavares
FERNANDES, M.^o Alice
de Castro

Notas micropaleontológicas sobre as formações sedimentares da orla meso-cenozóica de Angola. III — Heterosteginíneos do Miocénico da África ocidental — Presença de «*Heterostegina costata politesta*» Papp & Kupper, 1954, na região de Dombe Grande (bacia sedimentar de Benguela, Angola)

ROCHA, A. Tavares
FERNANDES, M.^o Alice
de Castro

Micropaleontologic notes on the sedimentary formations of the meso-cenozoic border of Angola. III — Heterostegininae from the Miocene of Western Africa — Presence of «*Heterostegina costata politesta*» Papp & Kupper, 1954, in the region of Dombe Grande (sedimentary basin of Benguela, Angola)

Garcia de Orta, Sér. Geol., Lisboa, 3 (1-2), 1979, p. 21-34

Garcia de Orta, Sér. Geol., Lisboa, 3 (1-2), 1979, p. 21-34

Regista-se a presença, pela primeira vez, de foraminíferos do género *Heterostegina* no Miocénico da região

For the first time the presence of foraminifers of the genus *Heterostegina* in Miocene of the region of Dombe

de Dombe Grande (bacia sedimentar de Benguela, Angola), com referência a ocorrência do mesmo género no Miocénico de algumas das bacias sedimentares costeiras da África ocidental, tendo-se concluído que as amostras são provenientes de um meio de águas quentes e pouco profundas, de baixa latitude (tropicais). Estratigraficamente a idade dos sedimentos é atribuída ao Miocénico médio.

Grande (sedimentary basin of Benguela, Angola) was recorded, regarding the occurrence of the same genus in Miocene of some coastal sedimentary basins of the Western Africa. It was concluded that the samples are from coastal environment, of warm and shallow waters of low latitude (tropical). Stratigraphically the age of the sediments is Middle Miocene.

MARQUES, M. Monteiro
FURTADO, A. F. A. San-
chas
Laterites das ilhas de
S. Tomé e do Príncipe.
Alguns hipóteses acerca
da sua gênese

Garcia de Orla, Sér. Geol., Lisboa, 3 (1-2), 1979, p. 1-16

Estudo comparativo das estruturas vulcânicas das ilhas de S. Tomé e do Príncipe. Características morfológicas, químicas e mineralógicas, formas de relevo e jazidas de lateritos. Algumas conclusões acerca da dinâmica geomorfológica na explicação da gênese dos lateritos.

MARQUES, M. Monteiro
FURTADO, A. F. A. San-
chas
Laterites des îles de S. To-
mé et du Príncipe. Quel-
ques hypothèses sur leur
gênese

Garcia de Orla, Sér. Geol., Lisboa, 3 (1-2), 1979, p. 1-16

Étude comparative des structures volcaniques des îles de S. Tomé et du Príncipe. Caractéristiques morphologiques, chimiques et minéralogiques, formes de relief et gisements de latérites. Quelques conclusions sur la dynamique géomorphologique dans la gênese des latérites.

ROCHA, A. TAVARES
Notas micropaleontológicas sobre as formações sedimentares da orla meso-cenozóica de Angola. II — Ocorrência de «Daucina ermaniana» var. «obtusata» (foraminífero) no Paleogénico da bacia do Cuanza (Angola)

Garcia de Orla, Sér. Geol., Lisboa, 3 (1-2), 1979, p. 17-20

Descrição sistemática, pormenorizada, e distribuição geográfica e estatística de *Daucina ermaniana* var. «obtusata», foraminífero muito importante e típico, originário do Miocénico inferior da bacia sedimentar do Gabão.

ROCHA, A. TAVARES
Micropaleontologic notes on the sedimentary formations of the meso-cenozoic border of Angola. II — Occurrence of «*Daucina ermaniana*» var. «obtusata» (foraminifer) in the Paleogenic of the basin of Cuanza (Angola)

Garcia de Orla, Sér. Geol., Lisboa, 3 (1-2), 1979, p. 17-20

Detailed systematic description, geographic and stratigraphic distribution of *Daucina ermaniana* var. «obtusata» which is a very important typical foraminifer coming from the lower Miocene from the sedimentary basin of Gabon.

ROCHA, A. TAVARES
FERNANDES, M. Alice
de Castro
Notas micropaleontológicas sobre as formações sedimentares da orla meso-cenozóica de Angola. III — Heterostegíneos do Miocénico da África ocidental — Presença de «*Heterostegina costata* polita» Papp & Kupper, 1954, na região de Dombe Grande (bacia sedimentar de Benguela, Angola)

Garcia de Orla, Sér. Geol., Lisboa, 3 (1-2), 1979, p. 21-34

Regista-se a presença, pela primeira vez, de foraminíferos do género *Heterostegina* no Miocénico da região

ROCHA, A. TAVARES
FERNANDES, M. Alice
de Castro
Micropaleontologic notes on the sedimentary formations of the meso-cenozoic border of Angola. III — Heterostegianinae from the Miocene of West-ern Africa — Presence of «*Heterostegina costata* polita» Papp & Kupper, 1954, in the region of Dombe Grande (sedimentary basin of Benguela, Angola)

Garcia de Orla, Sér. Geol., Lisboa, 3 (1-2), 1979, p. 21-34

For the first time the presence of foraminifers of the genus *Heterostegina* in Miocene of the region of Dombe

de Dombe Grande (bacia sedimentar de Benguela, Angola), com referência a ocorrência do mesmo género no Miocénico de algumas das bacias sedimentares costeiras da África ocidental, tendo-se concluído que as amostras são provenientes de um meio de águas quentes e pouco profundas, de baixa latitude (tropicais). Estatisticamente a idade dos sedimentos é atribuída ao Miocénico médio.

Grande (sedimentary basin of Benguela, Angola) was recorded, regarding the occurrence of the same genus in Miocene of some coastal sedimentary basins of the Western Africa. It was concluded that the samples are from coastal environment of warm and shallow waters of low latitude (tropical). Statistically the age of the sediments is Middle Miocene.

OTERO, M. R. Palmeiro **Contribuição para o conhecimento dos foraminíferos do banco de Gorringe (Sudoeste de Portugal)**

Garcia de Orta, Sér. Geol., Lisboa, 3 (1-2), 1979, p. 35-46

Estudo dos foraminíferos de sedimentos marinhos colhidos nas vertentes do banco de Gorringe (Atlântico Norte). Identificação de 25 espécies de foraminíferos planctónicos e 109 bentónicos. Reconhecimento da existência de outros biogénicos importantes. Concluiu-se que o conjunto dos foraminíferos planctónicos pertence a uma zona de águas superficiais temperadas quentes e que os bentónicos coincidem com os já classificados em estudos anteriores. Não foi possível fazer um enquadramento batimétrico perfeito da fauna bentónica.

OTERO, M. R. Palmeiro **Contribution to know the foraminifers of «Banco de Gorringe» (in the South-western part of Portugal)**

Garcia de Orta, Sér. Geol., Lisboa, 3 (1-2), 1979, p. 35-46

Investigation on the foraminifers of the marine sediments collected in «Banco de Gorringe» slopes (Northern Atlantic). Identification of 25 species of planktonic foraminifers and of 109 benthic ones. Confirmation of the existence of other important biogenetic foraminifers. It was concluded that the amount of planktonic foraminifers belongs to a zone of temperate warm superficial waters, and that the benthic ones are similar to others classified before. It was not possible to do a perfect bathometric frame of the benthic fauna.

ALVES, C. A. Matos **Estudo geológico, petrológico e vulcanológico da ilha de Santiago (Cabo Verde)**
MACEDO, J. R.
SILVA, L. Celestino
SERRALHEIRO, A.
FARIA, A. F. Peixoto

Garcia de Orta, Sér. Geol., Lisboa, 3 (1-2), 1979, p. 47-74

Apresenta-se a carta geológica da ilha de Santiago (Cabo Verde) na escala de 1:100 000, acompanhada da interpretação da sequência vulcano-estratigráfica e do estudo petroquímico dos complexos lávicos e granulares. Com base no estudo geoquímico dos elementos maiores e na análise estatística (uni e multivariada), discute-se a evolução magmática da ilha e a sua integração no quadro geral do magmatismo do arquipélago.

ALVES, C. A. Matos **Geological, petrological and vulcanological study of the Santiago island (Cape Verde)**
MACEDO, J. R.
SILVA, L. Celestino
SERRALHEIRO, A.
FARIA, A. F. Peixoto

Garcia de Orta, Sér. Geol., Lisboa, 3 (1-2), 1979, p. 47-74

The geological map of Santiago island (Cape Verde) scale 1:100 000 is presented, accompanied by the interpretation of the volcano-stratigraphic sequences and by a petrographic and chemical study of the volcanic and granular complexes. The magmatic evolution of the island and its relation with the general scheme of the archipelago is discussed on basis of a geochemical study of the major elements including univariate and multivariate statistical analyses.

SERRALHEIRO, A. **Estudo estratigráfico dos sedimentos do Campo da Preguiça, ilha de S. Nicolau (Cabo Verde)**
UBALDO, M.º Lourdes

Garcia de Orta, Sér. Geol., Lisboa, 3 (1-2), 1979, p. 75-82

O estudo dos foraminíferos planctónicos de sedimentos do Campo da Preguiça forneceu uma associação correspondente à biozona N. 17 de Blow (1969) — Miocénico superior. A idade destes sedimentos, pela posição estratigráfica que ocupam, permite datar o início da reactivação vulcânica do arquipélago.

SERRALHEIRO, A. **Stratigraphic study of the sediments from Campo da Preguiça, S. Nicolau island (Cape Verde)**
UBALDO, M.º Lourdes

Garcia de Orta, Sér. Geol., Lisboa, 3 (1-2), 1979, p. 75-82

The study of the planktonic foraminifers of sediments from Campo da Preguiça has given an assemblage referable to N. 17 biozone of Blow (1969) — Upper Miocene. The age of these sediments, by their stratigraphic position, makes possible the dating of the start of volcanic reactivation in the archipelago.

OTERO, M. R. Palmeiro
FURTADO, A. F. A. Sar-
gosa

Contribuição para o conhecimento dos foraminíferos de Bacia de Gorringe (in the South-western part of Portugal)

Garcia de Orla, Sér. Geol., Lisboa, 3 (1-2), 1978, p. 35-46

Investigation on the foraminifers of the marine sediments collected in Bacia de Gorringe slopes (Northern Atlantic). Identification of 25 species of planktonic foraminifers and of 109 benthic ones. Confirmation of the existence of other important biogenic foraminifers. It was concluded that the amount of planktonic foraminifers belongs to a zone of temperate warm superficial waters, and that the benthic ones are similar to others classified before. It was not possible to do a perfect bathometric frame of the benthic faunas.

OTERO, M. R. Palmeiro
FURTADO, A. F. A. Sar-
gosa

Contribuição para o conhecimento dos foraminíferos de Bacia de Gorringe (in the South-western part of Portugal)

Garcia de Orla, Sér. Geol., Lisboa, 3 (1-2), 1978, p. 35-46

Estudo dos foraminíferos de sedimentos marinhos colhidos nas vertentes do banco de Gorringe (Atlântico Norte). Identificação de 25 espécies de foraminíferos planctônicos e 109 bentônicos. Reconhecimento da existência de outros biogénicos importantes. Concluiu-se que o conteúdo dos foraminíferos planctônicos pertence a uma zona de águas superficiais temperadas quentes e que os bentônicos coincidem com as já classificadas em estudos anteriores. Não foi possível fazer um enquadramento batimétrico perfeito da fauna bentónica.

ALVES, G. A. Matos
MACEDO, J. R.
SILVA, I. Celestino
SERRALHEIRO, A.
FARIA, A. F. Peixoto

Geological, petrological and volcanological study of the Sangaio island (Cape Verde) border of Angola.

Garcia de Orla, Sér. Geol., Lisboa, 3 (1-2), 1978, p. 47-74

The geological map of Sangaio island (Cape Verde) scale 1:100 000 is presented, accompanied by the interpretation of the volcano-stratigraphic sediments and a petrographic and chemical study of the volcanic and granitoid complexes. The magmatic evolution of the island and its relation with the general scheme of the archipelago is discussed on basis of a geochemical study of the major elements including multivariate statistical analyses.

ALVES, G. A. Matos
MACEDO, J. R.
SILVA, I. Celestino
SERRALHEIRO, A.
FARIA, A. F. Peixoto

Estudo geológico, petroológico e vulcanológico da ilha de Sangaio (Cabo Verde) de Angola II - Ocorrência de «Barragem» var. «optima» ermaniana var. «optima»

Garcia de Orla, Sér. Geol., Lisboa, 3 (1-2), 1978, p. 47-74

Apresenta-se a carta geológica da ilha de Sangaio (Cabo Verde) na escala de 1:100 000, acompanhada da interpretação da sedução vulcano-estratigráfica e do estudo petrográfico dos complexos lávicos e granitoides. Com base no estudo geoquímico dos elementos maiores e na análise estatística (uni e multivariada), discute-se a evolução magmática da ilha e a sua integração no quadro geral de magmatismo do arquipélago.

ROCHA, A. TAVARES
SERRALHEIRO, A. Alice
URRALDO, M. Lourdes

Microfaunistic study of the sediments from Campo da Freijoa, S. Nicolau island (Cape Verde)

Garcia de Orla, Sér. Geol., Lisboa, 3 (1-2), 1978, p. 75-82

The study of the planktonic foraminifers of sediments from Campo da Freijoa has given an assemblage referable to N. 17 biozone of Blow (1969) - Upper Miocene. The age of these sediments, by their stratigraphic position, makes possible the dating of the start of volcanic reactivation in the archipelago.

For the first time the presence of foraminifers of the genus Heterostepina in Miocene of the region of Dombe Grande (sedimentary basin of Benguela, Angola) was recorded, regarding the occurrence of the same genus in Miocene of some coastal sedimentary basins of Western Africa. It was concluded that the samples are from coastal environment, of warm and shallow waters of low latitude (tropical). Stratigraphically the age of the sediments is Middle Miocene.

ROCHA, A. TAVARES
SERRALHEIRO, A. Alice
URRALDO, M. Lourdes

Notas micropaleontológicas. Estudo estratigráfico dos sedimentos do Campo da Freijoa, ilha de S. Nicolau (Cabo Verde)

Garcia de Orla, Sér. Geol., Lisboa, 3 (1-2), 1978, p. 75-82

O estudo dos foraminíferos planctónicos de sedimentos do Campo da Freijoa forneceram uma associação correspondente à biozona N. 17 de Blow (1969) - Miocénico superior. A idade destes sedimentos, pela posição estratigráfica que ocupam, permite datar o início da reactivação vulcânica do arquipélago.

Regista-se a presença, pela primeira vez, de foraminíferos do género Heterostepina no Miocénico da região de Dombe Grande (bacia sedimentar de Benguela, Angola), com referência a ocorrência do mesmo género no Miocénico de algumas das bacias sedimentares costeiras da África ocidental, tendo-se concluído que as amostras são provenientes de um meio de águas quentes e pouco profundas, de baixa latitude (tropical). Estratigraficamente a idade dos sedimentos é atribuída ao Miocénico médio.

INSTRUÇÕES AOS AUTORES

A Série de Geologia de *Garcia de Orta* publica artigos de Geologia e de Ciências afins (Estratigrafia, Paleontologia, Geomorfologia, Cristalografia, Petrologia, Geoquímica, Geofísica, etc.). Poderá, também, publicar pequenas notas geológicas, noticiário científico, recensões ou críticas bibliográficas.

Os artigos podem ser escritos em português, inglês, francês, espanhol, italiano ou alemão, e compreenderão os seguintes resumos: a) Um na língua em que foram escritos os textos; b) Outro em português; c) E ainda outro em inglês (de preferência) ou francês no caso dos artigos escritos em língua diferente destas.

Os originais devem ser submetidos a qualquer dos membros do Corpo Editorial, M. Monteiro Marques, A. Serralheiro ou L. Celestino Silva, e remetidos para a seguinte morada: Alameda de D. Afonso Henriques, 41, 4.º, direito — 1000 Lisboa.

Os autores devem enviar os originais em duplicado, dactilografados a dois espaços e de um só lado, em formato A4 (210 mm x 297 mm); a primeira página deve ter o título do artigo, os nomes dos autores (sendo desejável no máximo dois apelidos) e respectivos organismos e moradas; a segunda página deve repetir o título e os autores, seguindo-se-lhes os resumos, texto, etc.; devem ainda indicar a qual dos autores (sua morada completa e telefone) deverão ser enviadas as provas para revisão e quantas separatas extra pretendem adquirir (ver o último parágrafo destas instruções).

As tabelas e figuras devem ser reduzidas a um número mínimo e apresentadas separadamente em tamanho maior, para permitir uma melhor reprodução. As legendas das tabelas e das figuras devem ser indicadas numa folha à parte e claramente referenciadas. As tabelas e gráficos devem ser traçados a preto sobre fundo branco (por exemplo a tinta-da-china negra sobre papel vegetal), suficientemente contrastados para permitir uma boa reprodução, e as fotografias devem ser também a preto e branco, sobre papel brilhante. Os quadros e tabelas deverão ser elaborados, sempre que possível, de molde a permitirem a publicação na mancha normal da revista. Só em casos muito especiais poderão ser consideradas reproduções a cores.

É desejável que o número de páginas de cada artigo, incluindo as gravuras e tabelas, não exceda, em princípio, 20 páginas dactilografadas (o correspondente a cerca de 10 páginas impressas). No caso de o trabalho não poder ser reduzido a este tamanho, poderá: a) Considerar-se a sua divisão em duas ou mais partes, a publicar como se fossem artigos independentes; b) Ser remetido para publicação noutra seriada mais adequada da Junta de Investigações Científicas do Ultramar; c) Ou, excepcionalmente, ser decidida pelo Corpo Editorial a sua publicação como um todo em *Garcia de Orta*.

As referências devem ser indicadas no texto por meio do nome do autor (sem iniciais dos prenomes, a menos que estritamente necessário para distinguir dois autores com o mesmo apelido) e pelo ano de publicação, sendo apresentada uma lista das referências no fim do trabalho, por ordem alfabética e conforme as normas portuguesas em vigor (NP-405 e NP-139). Exemplos: a) No texto: (Vale & Cunha, 1969) ou Vale & Cunha (1969); b) Na lista bibliográfica:

(artigo) VALE, J. Cardoso do & CUNHA, A. Proença da — «Estudo cromatográfico e químico do óleo essencial de *Eucalyptus maideni* F. Muell., de Angola». *Garcia de Orta*, Lisboa, 17 (3), 1969, 307-314.

(livro) PEREIRA, Benjamim — *Máscaras Portuguesas*. Lisboa, Junta de Investigações do Ultramar, 1973, 158 p., 111 est., bibliogr. numerosa.

As provas devem ser corrigidas e devolvidas ao respectivo membro do Corpo Editorial o mais rapidamente possível. Para facilitar a correcção das provas, será enviado aos autores um texto-exemplo com os vários sinais usados pelos revisores.

No caso de um só autor, este terá direito a 50 separatas gratuitas, e no caso de vários autores estes terão em conjunto direito a 100 separatas gratuitas. Em qualquer dos casos, os autores, ou os organismos da Junta a que estes pertençam, poderão encomendar qualquer número de separatas extra, que lhes serão debitadas ao preço de custo.

