

GARCIA DE ORTA

SÉRIE DE GEOLOGIA

VOL. 1 • N.º 4 • 1976



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. 1 • N.º 4 • 1976

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 de Jau, 54, Lisboa-3.

Notas sobre a geomorfologia de Angola

IV — Alguns aspectos estruturais que influenciam a erosão do solo na área de Cassonga (Colonato da Cela — Angola)

M. MONTEIRO MARQUES

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

(Recebido em 20-XII-1974)

Pretende-se pôr em evidência um aspecto tectónico na zona oriental do Colonato da Cela que pode explicar alguns fenómenos geomorfológicos estreitamente ligados à erosão do solo. Observa-se que a rede hidrográfica é comandada por linhas de fractura que afectam rochas graníticas e gnáissicas. Admitem-se duas fases climáticas (semiárida e/ou árida e quente e húmida) durante o Plio-Plistocénico que estariam na base, respectivamente, da formação e da evolução de um rególito, o qual teria afogado um relevo de montes-ilhas. Actualmente, a superfície ferralítica que se formou sob o clima quente e húmido está em vias de ser desmantelada em virtude do rebaixamento primitivo do antigo nível de base local, daí o estar sendo posto a descoberto o primitivo relevo. O balanço pedogénese/morfogénese é francamente favorável à morfogénese, donde a necessidade absoluta de preservar e/ou reconstruir a cobertura vegetal.

It is to give evidence to a tectonic aspect within the oriental area of the «Colonato da Cela» that can explain some geomorphological phenomena closely connected with the erosion of the ground. It is observed that the hydrographic net is controlled by fracture lines affecting granitic and gneissic rocks. Two climatic phases (semi-arid and/or arid and hot and humid) are admitted during the Plio-Pleistocenic. Such phases would be at the base respectively of the appearance and evolution of a «rególito» which one would submerged a relief of mountains-islands. At present the ferralitic surface formed under a hot and humid climate is about to be dismantled due to the primitif sinking of the old level of the local base having as a result the appearing of the primitif relief. The balance pedogenesis/morphogenesis is openly in favour of the morphogenesis, so there is a real need of preserving and/or reconstructing the vegetal covering.

ENQUADRAMENTO REGIONAL

Cassonga, área situada na zona oriental do Colonato da Cela, entre os rios Nhia e Vula, é um patamar ligeiramente inclinado de NE para SW (1400-1250 m) que se enquadra entre a superfície da Sanga (1420-1480 m), drenada pelo rio Catofe, e a da Cela (1250-1380 m), drenada pelo Queve (fig. 1).

Do ponto de vista geológico-litológico, o material do relevo é constituído por rochas eruptivas antecâmblicas (Mouta, 1954), onde predominam granitos, seguindo-se-lhes, em ordem decrescente de importância, pórfiros graníticos e alguns granitos gnáissicos, que, por vezes, passam a migmatitos. Texturalmente, os granitos são de grão fino a médio e grosseiros. Estes últimos são, em geral, porfiróides (Andrade,



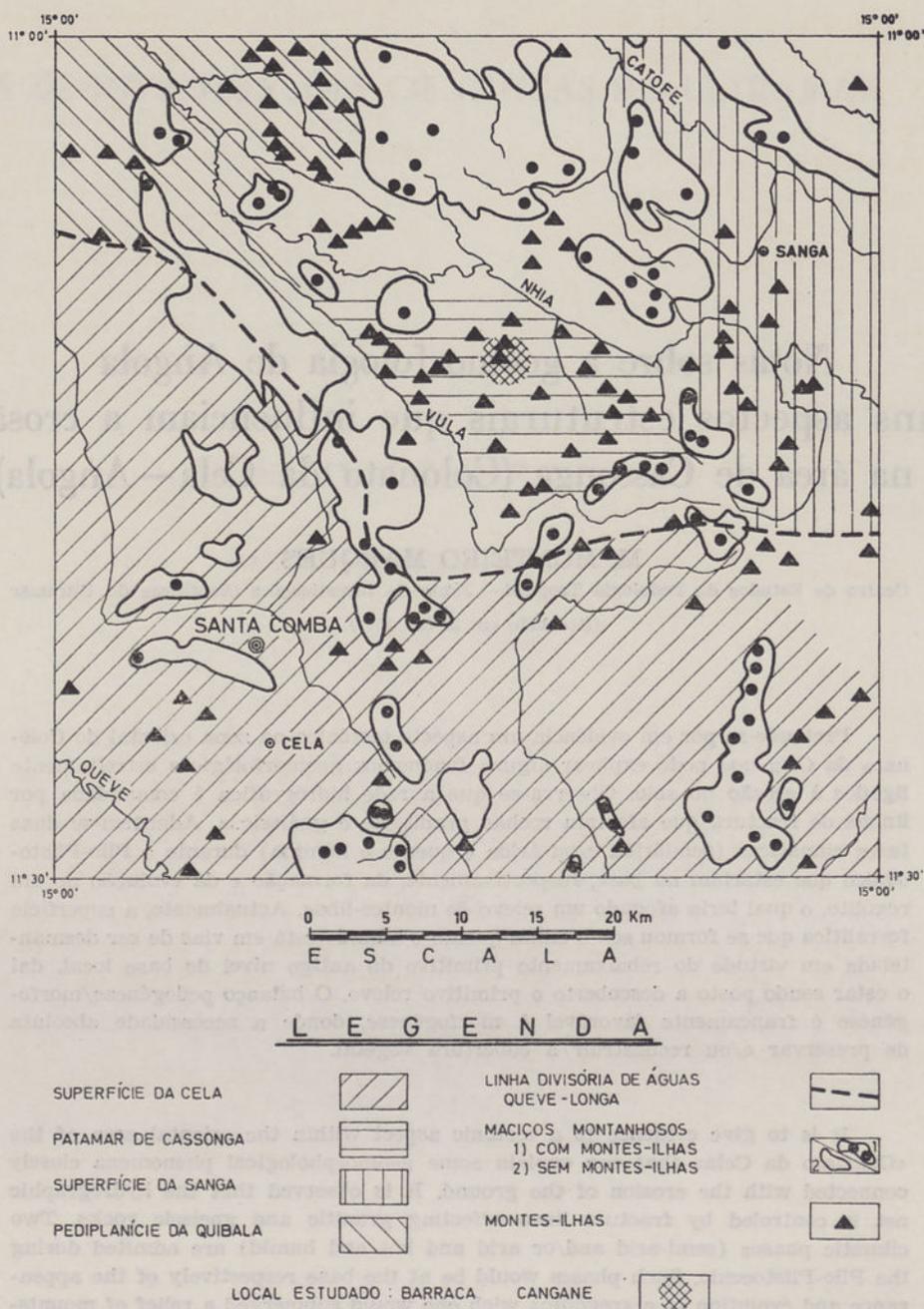


Fig. 1 — Enquadramento da área estudada no esboço geomorfológico regional

1954; Mouta, 1954; Marques & Furtado, 1967). Petrograficamente, o granito porfiróide é essencialmente constituído por quartzo, feldspatos (plagioclases e microclina) e biotite; a predominância das plagioclases sobre os feldspatos potássicos e a abundância de hornblenda nalgumas amostras conduzem a tipos afins dos granodioritos (Marques & Furtado, 1967).

Tanto nas superfícies da Sanga e da Cela como no patamar de Cassonga, as formações eruptivas arrasadas estão cobertas por couraças ferruginosas brechóides e/ou conglomeráticas de, pelos menos, duas idades (Marques, 1969). As mais antigas são possivelmente do Terciário mé-

dio/Terciário superior; as mais modernas são provavelmente do Terciário superior/Quaternário antigo. As mais espessas são as da superfície da Cela, que chegam a atingir 7-10 m de espessura, admitindo-se que grande parte das da Sanga e de Cassonga se encontrem decapitadas. Em qualquer dos casos, trata-se de couraças de acumulação absoluta (Marques & Furtado, 1967).

Este relevo, disposto em patamares separados entre si por maciços montanhosos, parece ser resultante de movimentações em flexura do flanco atlântico angolano [Jessen, 1935; Reyre (coordenador), 1964; Marques, 1967 e 1969].

As falhas e fracturas principais têm direcção geral NW-SE e orientam os cursos dos rios Catofe, Nhia e Vula e, ainda, a maior parte dos respectivos afluentes.

O clima regional varia de B₁ (Santa Comba) a B₂ (Sanga), segundo a classificação climática de Thornthwaite. Segundo a classificação de Köppen, toda a região tem clima Cwb.

A vegetação natural tem estado sujeita à acção antrópica em toda a região. Praticamente destruída pelo homem nas superfícies da Cela e da Sanga, apresenta, no entanto, ainda bom desenvolvimento em pequenos retalhos no patamar de Cassonga. Trata-se de uma vegetação de matas e savanas de tipos relativamente húmidos (M. P. A. M. & C. E. P. T., 1968), constituída por associações de *Julbernardia paniculata*, *Brachistegia spiciformis* e *Brachistegia* spp. (Barbosa, 1970).

Neste contexto litológico, estrutural, climático e de vegetação integram-se os seguintes solos (M. P. A., 1963; M. P. A. M. & C. E. P. T., 1968): nos planaltos, solos ferralíticos argiláceos vermelhos e/ou amarelos e solos paraferalíticos crómicos; nas baixas, solos hidromórficos; em áreas de dissecação intensa, litossolos e/ou solos litólicos.

Descreveremos a seguir, e muito sucintamente, as superfícies da Sanga e da Cela, para depois nos determos, então com mais pormenor, em aspectos estruturais da área de Cassonga, razão deste estudo.

A superfície da Sanga situa-se no sopé da «anhara do alto» do Congolo (Marques, 1963) e trunca formações graníticas e gnáissicas antecâmbrias. Está coberta por couraça ferruginosa brechóide, decapitada, na qual se encaixa o Catofe. Sobre a couraça repousam areias, constituindo pequena cobertura, provavelmente provenientes da anhara do Congolo e redistribuídas por aquele rio.

A superfície desenvolve-se longitudinalmente entre, pelo menos, duas falhas de direcção NW-SE.

A relação pedogénese/morfogénese parece ser favorável à morfogénese, haja em vista o encaixe do Catofe e a ablação do material das vertentes que vai pavimentar o leito do rio; no entanto, pode-se considerar a região num estágio de *intergrade*. A morfogénese é acelerada pela acção do homem ao proceder ao desflorestamento, o que favorece a decapitação do perfil do solo e o aparecimento à luz do dia da couraça, em grandes extensões.

É provável que ligeiro e recente balançamento da superfície da Sanga, de SE para NW, esteja na origem da recidiva de erosão do Catofe.

A superfície da Cela é uma vasta região granítica, plana, com montes-ilhas e onde já se divisa um certo número de escudos rochosos, que nos dão a medida de recente recidiva de erosão do Queve (Marques & Furtado, 1967; Marques, 1969). Esta superfície é constituída por dois níveis: um, mais antigo (1300-1380 m), resultou da coalescência de superfícies de sopé (*glacis*) de grandes maciços rochosos graníticos e/ou de pórfiros graníticos; outro, mais moderno, mais baixo (1250-1290 m), resultou de dinâmica semelhante à anterior. Estes níveis estão sempre encouraçados. O nível mais antigo constitui o planalto Ocidental e o mais moderno, na depressão de Santa Comba, mergulha por debaixo de espessos depósitos aluvionares (Marques, 1966 e 1969).

A relação pedogénese/morfogénese é muito semelhante à da superfície da Sanga. Mostra que a região está numa fase *intergrade*, devido à recente recidiva de erosão do Queve (Marques, 1963, 1966 e 1969), a qual é actualmente acelerada pelo total desflorestamento da mata primitiva, o que faz com que o solo seja decapitado e evacuado rapidamente, provocando assim o aparecimento das couraças.

O PATAMAR DE CASSONGA

A compreensão da dinâmica da paisagem do patamar de Cassonga apresenta-se difícil, visto que o modelado de dissecação que o caracteriza se insere no limite da Zona de Transição Central angolana com o Planalto Antigo (Marques, 1967 e 1974), na charneira da flexura que afecta o Ocidente de Angola (Marques & Furtado, 1967).

A região é constituída por retalhos planálticos com cobertura vegetal arbórea, restos de antiga floresta secundária, separados por uma rede de vales e valeiros encaixados cujas vertentes se encontram, na generalidade, desvegetalizadas.

Os elementos planálticos, apresentando raros montes-ilhas de grandes dimensões, ao contrário do que sucede com as zonas deprimidas, em que os de pequena envergadura são a regra, contêm quase sempre couraça ferruginosa, que nas zonas de rejuvenescimento já está decapitada. Estes retalhos encouraçados restituem uma única superfície, mas deformada de NE para SW (1400 m

a NE, 1250 m a SW). Esta superfície resultou também da coalescência de *glacis* de grandes maciços rochosos e de montes-ilhas graníticos, à semelhança do que sucedeu na Cela.

Em geral, passa-se da couraça para a rocha observando-se nítido horizonte de alteração com individualização de escamas na rocha granítica; já a passagem do solo à rocha e/ou à couraça é feita quase bruscamente.

Quanto às vertentes, estas são sempre declivosas e de dois tipos: as de rocha nua (paredões rochosos) e as que contêm solo e afloramentos rochosos. As de rocha nua apresentam-se limpas de detritos rochosos, desenvolvendo-se somente alguns *rankers* nas oriçangas ou em locais com mau escoamento superficial. Nas vertentes onde existe solo, este está decapitado.

No sopé das vertentes rochosas destacam-se pequenos montes-ilhas e escudos rochosos, o que dá a medida temporal de recidiva de erosão — esta é recente. Existe nítida exumação de um relevo rochoso que parece afogado no seu próprio material, o qual é de granulometria heterogénea. O rebaixamento topográfico actual é devido à evacuação deste material de cobertura (frente subaérea), não se observando com nitidez a frente de ataque do *bedrock*.

Os leitos das linhas de água encontram-se pavimentados por detritos grosseiros de rocha, restos de «escamas» dos montes-ilhas e/ou dos escudos rochosos, que se desmoronaram por gravidade e/ou por arrastamento pelas águas de escoamento superficial. Do facto de o relevo parecer estar afogado no seu próprio material resulta ser lícito admitir a existência de um período antigo de instabilidade do meio, anterior ao clima quente e húmido que presidiu à ferralitização do rególito.

Por outro lado, verifica-se que tanto o rio Nhia como o Vula correm em leitos de rocha, nitidamente orientados por falhas e fracturas, principalmente o Nhia. O vale deste rio é estreito e encaixado num planalto que parece conter uma apreciável espessura de solo ferralítico, não existindo nele afloramentos rochosos. Já o Vula tem o leito bastante mais largo, talvez devido a este ter sido escavado no contacto entre granitos porfiróides e pórfiros graníticos; a largura do seu leito parece ser devida em grande parte a ablação diferencial.

Junto à ponte do Nhia, na picada que liga Santa Comba à Sanga, na margem direita (a cerca de 4 m de altura em relação ao leito do rio), existe um depósito de terraço com cerca de 50 cm

de espessura e com alguns metros de desenvolvimento no sentido de montante, constituído por «amêndoas» de quartzo. O local situa-se à montante de uma pequena garganta gnáissico-migmatítica actualmente já regularizada. Este encaixe de 4 m mostra bem até que ponto o Nhia é um factor decisivo na dissecação actual do relevo.

O rebaixamento topográfico actual que se iniciou no patamar de Cassonga deve ter sido devido a um conjunto de factores que originaram ou favoreceram um encaixe recente e vigoroso dos cursos de água, originando a erosão do solo nas vertentes.

O exemplo de Barraca Cangane vai servir para emitirmos uma hipótese sobre a evolução geomorfológica do patamar de Cassonga, na qual se poderá fundamentar a explicação de aspectos semelhantes que se encontram com certa frequência na Zona de Transição Central Angolana.

Barraca Cangane é um pequeno patamar, a cerca de 1350 m de altitude, situado no rebordo SW de um retalho planáltico (11° 16' 30" de latitude S e 15° 16' de longitude E). O local é drenado por um afluente do Vula, o Tamba, mas o patamar serve também de zona de separação de águas para o Nhia.

A litologia local é constituída por granito de grão grosseiro⁽¹⁾ ligeiramente gnaissificado. O rebordo e a vertente SW e W do patamar são totalmente talhados na rocha, enquanto a NE e E se passa para um nível mais alto (1380-1400 m), com solos fundos e revestidos de mata.

Em Barraca Cangane abriu-se uma sanja desde o rebordo rochoso granítico do elemento planáltico até cerca de 9,5 m para o interior do patamar e, a seguir, procedeu-se à abertura de um perfil pedológico a cerca de 23 m daquele rebordo e na mesma direcção da sanja (fig. 3).

Nesta sanja, que tinha uma profundidade que variava desde 20 cm a 200 cm, escolheram-se cinco locais de observação (fig. 3) a partir do afloramento (a 20 cm, a 220 cm, a 325 cm, a 545 cm e a 820 cm), tendo-se colhido material, para análises laboratoriais, de rocha, de couraça

(1) Segundo o Dr. A. F. A. Sanches Furtado, do Centro de Estudos de Pedologia Tropical, a rocha apresenta textura hipautomórfica granular, onde se distinguem grandes plagas de microclina, plagioclase (que é essencialmente uma oligoclase-andesina atingindo por vezes grandes dimensões), quartzo, biotite, hornblenda verde e esfena. O quartzo mostra intensa cataclase e extinção rolante. A biotite aparece em grandes plagas ou abundantemente recortada juntamente com a hornblenda verde, esfena e óxidos de ferro. Como minerais acessórios observam-se zircão e apatite.

(constituídos por material que parece de rocha muito alterada e lateritizada) e níveis de fraca coesão (com predomínio de fragmentos de rocha mais ou menos lateritizada e pouca terra laranja — 5YR 4/6);

3.4 — A partir de 190 cm de profundidade surge o granito de grão grosseiro, pouco alterado.

4 — No perfil de solo (P20c/70), aberto já dentro da mata, até 89 cm de profundidade, distingue-se solo pardo-avermelhado-escuro (2,5YR 4/4), no primeiro horizonte, e laranja (5YR 4/6) nos horizontes seguintes;

4.1 — De 89 cm a 120 cm aparece material laterítico, com dimensão de cascalho, misturado com alguma terra semelhante à dos níveis superiores;

4.2 — De 120 cm a 170-185 cm existe material laterítico, da dimensão de pedra, misturado com terra semelhante à dos níveis anteriores;

4.3 — A partir de 170-185 cm surge couraça ferruginosa que não se conseguiu ultrapassar; este laterito é semelhante ao que se refere em 3.1.

No laboratório procedeu-se à análise granulométrica da fracção < 2 mm das amostras colhidas, cujos resultados se apresentam a seguir:

No que respeita à mineralogia das argilas, estas são constituídas fundamentalmente por caulinite, acompanhada por quantidades baixas de gibsite e goetite (sempre inferiores a 15%) e por quantidades vestigiais de clorite, micas e, por vezes, minerais interstratificados.

INTERPRETAÇÃO GEOMORFOLÓGICA

A evolução paleogeográfica do patamar de Cassonga parece ter sido condicionada por uma estrutura de balançamento em bloco de NE para SW. Com efeito, o mapa 1 mostra como os rios, principalmente o Nhia, cortam aquele patamar em troços alinhados de SE para NW, pondo em evidência a rede de fracturas e falhas com aquela direcção, e que se prolongam para lá da Quibala em direcção à escarpa da Gabela. Por outro lado, ela mostra ainda um adensamento de montes-ilhas nas áreas mais afectadas pela fracturação. Parece, pois, haver uma certa correlação entre montes-ilhas e a tectónica de fractura.

Os cortes topográficos da fig. 2 mostram a inclinação do patamar de Cassonga e a sua posição relativamente às superfícies da Sanga e da Cela.

QUADRO I

Análise granulométrica — %	P19Ic/70	P19IIc/70		P19IIIc/70			P19IVc/70	P19c/70			P20c/70
	0-7 cm	0-2 cm	8-38 cm	0-3 cm	8-40 cm	40-65 cm	60-80 cm	0-11 cm	11-31 cm	31-64 cm	50-89 cm
2-0,2	34,2	31,9	28,7	30,8	29,8	29,8	27,4	31,3	30,6	26,5	24,9
0,2-0,02	31,9	31,8	30,6	32,4	29,6	29,3	29,3	28,3	29,5	29,9	26,2
0,2-0,002	3,5	5,7	3,9	4,4	3,3	3,7	3,8	3,9	3,4	3,4	3,5
< 0,002	27,7	27,2	36,6	27,6	36,6	35,2	38,1	31,7	35,3	40,1	44,8

Destes resultados infere-se que as percentagens das fracções 2-0,2 mm e 0,2-0,02 mm (que são essencialmente quartzosas), à mesma profundidade e dentro de cada zona de observação, são sensivelmente iguais na sanja e no perfil, o que parece indicar, à primeira vista, que o material foi carregado, mas já depois de pedogenizado.

Por outro lado, o exame morfoscópico dos grãos de quartzo mostra uma percentagem quase total de não usados (90%), apresentando alguns grãos cavidades que poderão ser de dissolução e estando outros enferrujados.

Conjugando a distribuição granulométrica com a observação morfoscópica, parece concluir-se por um *remaniement* em escala muito limitada.

De acordo com o que escrevemos em trabalho anterior (Marques & Furtado, 1967), a região situa-se na transição entre o Planalto Antigo («anhara do alto» do Congolo) e a Zona de Transição (Marques, 1967 e 1974), onde a tectónica parece ser a causa do relevo actual. Recorde-se que a região se localiza no domínio da actuação de flexura continental.

A direcção predominante das falhas e fracturas varia entre NW-SE e NNW-SSE, direcção esta que é considerada a mais antiga em Angola. Admite-se, no entanto, rejogo destes acidentes em tempos mais modernos, possivelmente no Plio-Plistocénico ou mesmo no Quaternário antigo, visto que a região adjacente de Gabela-Vila Nova do Seles apresenta vestígios de levanta-

mento recente (Marques & Furtado, 1967; Peres & Moreira, 1970).

Toda esta dinâmica, que admitimos estar na base da modelação do relevo da região de Cassonga, teria desencadeado vasta ablação de material litológico que não foi evacuado, formando-se assim espesso rególito, que em parte afogou tal modelado e que veio a sofrer os processos da pedogénese.

Dado que existe material grosseiro (pedra e cascalho) nos horizontes inferiores da sanja e do perfil jazendo sobre a rocha (e parcialmente lateritizado), é lícito inferir-se que o clima então reinante teria sido do tipo árido ou semiárido, propiciador da desagregação mecânica da rocha. Por outro lado, existindo por cima desse material grosseiro uma couraça ferruginosa que engloba fragmentos importantes da rocha subjacente, torna-se lícito admitir também que ao clima semiárido tenha sucedido um clima quente e húmido responsável pela formação de um meio ferralítico. Daí a existência de solos ferralíticos na região.

Finalmente, o facto de ser frequente em locais do patamar de Cassonga o total desaparecimento do solo e da couraça, ficando à luz do dia a rocha, constituindo-se assim vastos escudos e paredões rochosos, mostra que se deu e se continua a verificar uma recidiva de erosão importante. Desta forma, admitimos um rejuvenescimento actual do relevo, em parte afogado no material atingido profundamente pelo último processo pedogenético — a ferralitização.

Semelhante rejuvenescimento é, para nós, consequência de os rios principais da região — o Vula e o Nhia — terem alcançado as linhas de fractura antigas e, daí, encaixarem-se rapidamente. Esta rapidez de encaixe está também relacionada com as grandes linhas de fractura que o Nhia (de que o Vula é afluente) aproveita a ocidente da Quibala (Dias Moreira, Nunes & Pereira, 1973) e que se traduziu no rebaixamento

do nível de base regional. No entanto, admitimos também que, concomitantemente com o processo do encaixe dos cursos de água, se terá dado recente agravamento das condições climáticas regionais, que teria conduzido a importante desvegetalização das vertentes, o que teria permitido a evacuação eficaz do solo.

Desta forma, justifica-se que a relação pedogénese/morfogénese no patamar de Cassonga seja actualmente nitidamente favorável à morfogénese.

CONCLUSÕES

Admite-se que os solos da região derivem do material litológico local, tendo-se formado a partir do rególito que afogou, pelo menos em parte, o relevo antigo, e não directamente a partir do *bedrock*. Por seu turno, o rególito parece ter sido resultante de uma ruptura biótica motivada por causas climáticas e tectónicas no Plio-Plistocénico.

A meteorização do rególito num ambiente climático quente e húmido levou à formação de solos ferralíticos e de uma couraça ferruginosa brechóide. Admite-se também que, à escala do perfil pedológico, estes solos sofreram *remanié-ment*.

O facto de os rios principais terem rebaixado recentemente os seus leitos, em virtude de terem atingido uma estrutura de falhas e fracturas, determinou que a superfície ferralítica esteja a ser rapidamente desmantelada, originando-se assim a exumação do antigo relevo coberto pelo rególito.

Tendo sempre presente o actual desequilíbrio, o homem deverá evitar todo e qualquer desmatamento e, ao mesmo tempo, vegetalizar as zonas já desflorestadas de forma a impedir a erosão do solo.

BIBLIOGRAFIA

- ANDRADE, M. M. — *Rochas Graníticas de Angola*. Lisboa, J. I. U., Mem. Sér. Geol., n.º 4, 1954, 464 p.
- BARBOSA, G. — *Carta Fitogeográfica de Angola*. Luanda, I. I. C. A., 1970, 323 p.
- JESSEN, O. — *Reisen und Forschungen in Angola*. Berlin, Dietrich Reimer, 1936, 397 p.
- MISSÃO DE PEDOLOGIA DE ANGOLA — *Esboço Pedológico do Distrito do Cuanza Sul*. (Ciclostilado). Lisboa, J. I. U., 1963, 197 p.
- MISSÃO DE PEDOLOGIA DE ANGOLA E MOÇAMBIQUE; CENTRO DE ESTUDOS DE PEDOLOGIA TROPICAL — *Carta Generalizada dos Solos de Angola (3.ª Aproximação)*. Lisboa, J. I. U. Mem. n.º 56 (2.ª série), 1968, 277 p.
- MONTEIRO MARQUES, M. — «Notas sobre a geomorfologia de Angola — 1 — Significado morfológico de algumas 'anharas do alto'». *Garcia de Orta*, Lisboa, 11 (3), 1963, 307-314.

— «Notas sobre a geomorfologia de Angola — 2 — Acidentes tectónicos que parecem condicionar o traçado do rio Queve na área escarpada da Gabela». *Garcia de Orta*, Lisboa, 12 (2), 1964, 365-374.

— «Contribuição para o estudo dos lateritos da Cela (Angola)». *Bol. Serv. Geol. Minas de Angola*, Luanda, 14, 1966, 3-17.

— «Les grandes unités géomorphologiques d'Angola». *Bol. Serv. Geol. Minas de Angola*, Luanda, 13, 1967, 13-16.

— Aspectos geomorfológicos do Planalto Ocidental, do Colonato da Cela (Angola), e algumas implicações pedológicas». *Garcia de Orta*, Lisboa, 17 (2), 1969, 245-254.

— *Esboço das Grandes Unidades Geomorfológicas de Angola (2.ª Aproximação)*. (Em publicação). J. I. C. U. Lisboa.

MONTEIRO MARQUES, M. & SANCHES FURTADO, A. F. A. — «Contribuição para o estudo geológico da

área ocupada pelo colonato da Cela (Angola)». *Garcia de Orta*, Lisboa, 15 (4), 1967, 545-566.

MOREIRA, A. F. D.; NUNES, A. S. & PEREIRA, E. S. — *Carta Geológica — Folha n.º 165 — Quibala. Notícia Explicativa*. Luanda, Serv. Geol. Minas de Angola, 1973, 32 p.

MOUTA, F. — *Esboço Geológico de Angola — Notícia Explicativa*. Lisboa, J. I. U., 1954, 148 p.

PERES, A. & MOREIRA, A. — *Carta Geológica — Folha n.º 185 — Vila Nova do Seles. Notícia Explicativa*. Luanda, Serv. Geol. Minas de Angola, 1970, 46 p.

REYRE, D. (coordenador) — *Bassins Sédimentaires du Littoral Africain. 1.ª partie. Littoral Atlantique*. Paris, Symposium New Delli. Assoc. Géol. Africains, 1964.

SANCHES FURTADO, A. F. A. & VIEIRA E SILVA, J. M. A. — «Mineralogia das argilas dos solos do distrito do Cuanza Sul». *Bol. Serv. Geol. Minas de Angola*, Luanda, 1968, 35-53.



Fig. 1 — Aspecto parcial do patamar de Cassonga



Fig. 2 — Paredão de rochas com *rankers*



Fig. 1 — Barraca Cangane



Fig. 2 — Barraca Cangane: mata de «Panda» e *rankers* sobre o escudo rochoso



Fig. 1 — Sanja e perfil de solo. Repare-se nas «escamas» graníticas e como elas se encontram truncadas em relação à superfície de rocha



Fig. 2 — Aspecto particular da sanja

Notas sobre a geomorfologia de Angola.

V — Contribuição para o estudo da evolução do curso do Cuanza na área de Catete e algumas implicações pedológicas (distrito de Luanda — Angola)

M. MONTEIRO MARQUES

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

(Recebido em 28-I-1975)

Esta nota pretende chamar a atenção para a evolução do curso do Cuanza na área de Catete, durante o Quaternário. Assim, admite-se o seguinte esquema: 1) Durante a rubefacção das areias dos Muceques o Cuanza desdobrar-se-ia em vários braços, dos quais o do Bengo seria o principal; 2) A uma reorganização do regime do rio, derivada possivelmente de uma maior secura climática, o Cuanza concentrar-se-ia no vale do Bengo; 3) Seguindo-se uma captura na área do Bom Jesus, ficando em evidência o terraço de 45-50 m de Catete Gare; 4) Então, ter-se-ia dado a pedogenização da superfície de Catete, já muito recentemente, de que resultaram barros; 5) Estes, devido à evolução por nós admitida, são de dois tipos: «Barros negros litomórficos», derivados de margas, e «Barros negros topomórficos», derivados de antigas aluviões do Cuanza.

The intention of this note is to call the attention to the evolution of the Quanza course in Catete area, during the Quaternary. So it is admitted: 1) During the rubefaction of the Muceques sands the Quanza would have unfolded itself in many arms, being the Bengo the principal of the; 2) To one reorganization of the river regimen probably due to a greater climateric dryness, the Quanza would have concentrate itself in the Bengo valey; 3) Succeeding a capture in the Bom Jesus area, remaining in evidence the terrace of 45-50 m of Catete Gare; 4) Then, very recently the paedogenization of Catete area would happen giving origin to clays; 5) These ones, dus to the evolution admitted by us, are of two types: «Black lithomorphc clays», proceeded out of marls, and «Black topomorphc clays», proceeded out of old alluvions of the Quanza.

INTRODUÇÃO

A existência de um depósito de terraço fluvial à altitude de 45-50 m (fig. 1) situado na área divisória de águas Cuanza-Bengo, em Catete Gare, levou-nos a fazer um certo número de percursos a fim de, como objectivo imediato, tentar contribuir para a cartografia dos solos da superfície de Catete — «Barros negros lito-

mórficos» e «Solos calcários pardos» (M. P. A. M. & C. E. P. T., 1968).

Tanto do lado do Cuanza como do lado do Bengo surgiram-nos então vários níveis de terraços (fig. 2) que parecem relacionar-se com a evolução do traçado do Cuanza na região, desde o Terciário Superior. Daí, a razão de ser desta nota.

Brognon & Verrier (1965), num estudo sobre a tectónica e a sedimentologia na bacia do Cuanza, concluem pela existência de um rio Cuanza cretácico cujos efeitos se fizeram sentir até ao Miocénico inferior-médio, época em que uma transgressão marinha atinge a sua máxima amplitude e o mar miocénico ocupa a maior parte da actual bacia sedimentar do Cuanza. Datam deste período a deposição das margas gipsíferas de Quifangondo, nas quais foi modelada em grande parte a superfície de Catete. O ciclo sedimentar miocénico terminou no Burdigaliano por deposição de calcários, margas e areias (Formação de Luanda).

No fim do Terciário dá-se uma aplanagem geral da região e sobre a penepalanície resultante depositam-se formações arenosas pliocénicas (Brognon & Varrier, 1955) que, rubefactadas, são conhecidas por Formação dos Muceques.

Carvalho (1957), estudando do ponto de vista sedimentológico aquelas areias, conclui que elas se repartem por dois grupos: um é constituído por areias resultantes da rubefacção de areias burdigalianas; outro, por areias marinhas dependentes de um terraço marinho quaternário. Segundo o autor, estas últimas constituiriam a Formação dos Muceques propriamente dita.

Posteriormente, Silva (1965) estuda, na área de Luanda, a fracção argilosa das areias e mostra que a sua argila é essencialmente constituída por minerais do tipo caulinite.

Mais recentemente, Torquato & Rocha (1969) estudaram as formações geológicas do morro da Samba (Luanda) e concluem pelas seguintes hipóteses: alguns dos sedimentos tidos como «Formação de Luanda» (rubefactados ou não) serão plio-pleistocénicos e, daí, todo o manto vermelho é da mesma idade; ou, então, como hipótese mais provável, a formação arenosa atribuída por Carvalho (1957) à Formação de Luanda é mais recente e, portanto, as areias vermelhas que coroam o morro são de origem marinha, talvez rubefactadas em meio continental, e constituem dois depósitos de idades diferentes, mas ambos plio-pleistocénicos. Por outro lado, os autores defendem a hipótese de um traçado do Cuanza pliocénico que desaguaria na região de Luanda e que, dada a existência de nova transgressão de que resultou a deposição das areias dos Muceques, a foz daquele rio teria recuado para uma área compreendida entre o Bom Jesus e Cacoba. Admitem, finalmente, que o traçado actual do Cuanza se pode considerar plio-pleistocénico, visto se encontrarem alguns terraços fluviais assentes

em areias dos Muceques ao longo do seu curso terminal.

Finalmente, Ramalhal (1969), estudando outro corte geológico nas areias vermelhas a sul de Luanda (Benfica), conclui pela origem fluvial dos sedimentos que constituem o corte e pela presença, numa época relativamente recente, do rio Cuanza ou de um seu braço, mas um pouco mais a sul do que Torquato & Rocha (1969) consideraram.

Baseados nos estudos destes autores e em observações pessoais, vamos, nesta breve nota, tentar contribuir com argumentos geomorfológicos para um melhor conhecimento da evolução do traçado do Cuanza durante o Quaternário na região de Catete.

GENERALIDADES ACERCA DO TROÇO INFERIOR DO VALE DO CUANZA E DO VALE DO BONGO

A observação do vale do Cuanza entre a foz e Massangano mostra-nos alguns aspectos relevantes, dos quais destacamos:

1. O vale estreita-se em Massangano, Cambonda, Cacua, Cabala e Bom Jesus. A montante de cada estrangulamento o vale espraia-se e atinge quilómetros de largura, estando o fundo ocupado por lagoas importantes e áreas pantanosas e/ou de alagamento. Estes estreitamentos correspondem a antigas gargantas já perfeitamente regularizadas; no entanto, as de Cabala e Bom Jesus ainda são as que apresentam formas mais frescas, sendo a última a mais importante (fig. 2).

2. As lagoas — que têm função reguladora dos caudais do rio (Diniz, 1973) — e as vastas áreas pantanosas e alagadiças que surgem sempre logo a montante das zonas mais estranguladas do vale parecem significar que o rio regularizou o seu leito por troços.

3. Paradoxalmente, é entre a foz e a garganta do Bom Jesus que o vale se apresenta com formas mais jovens — a saída para o mar é relativamente apertada em relação ao grau de importância do rio; é neste troço do vale, que é simétrico, que as vertentes apresentam formas mais frescas e por vezes quase abruptas; finalmente, é importante frisar que as vertentes, neste troço, são modeladas quase inteiramente na formação bastante friável das areias dos Muceques.

4. Para montante da garganta do Bom Jesus, o traçado do vale modifica-se totalmente. Assim,

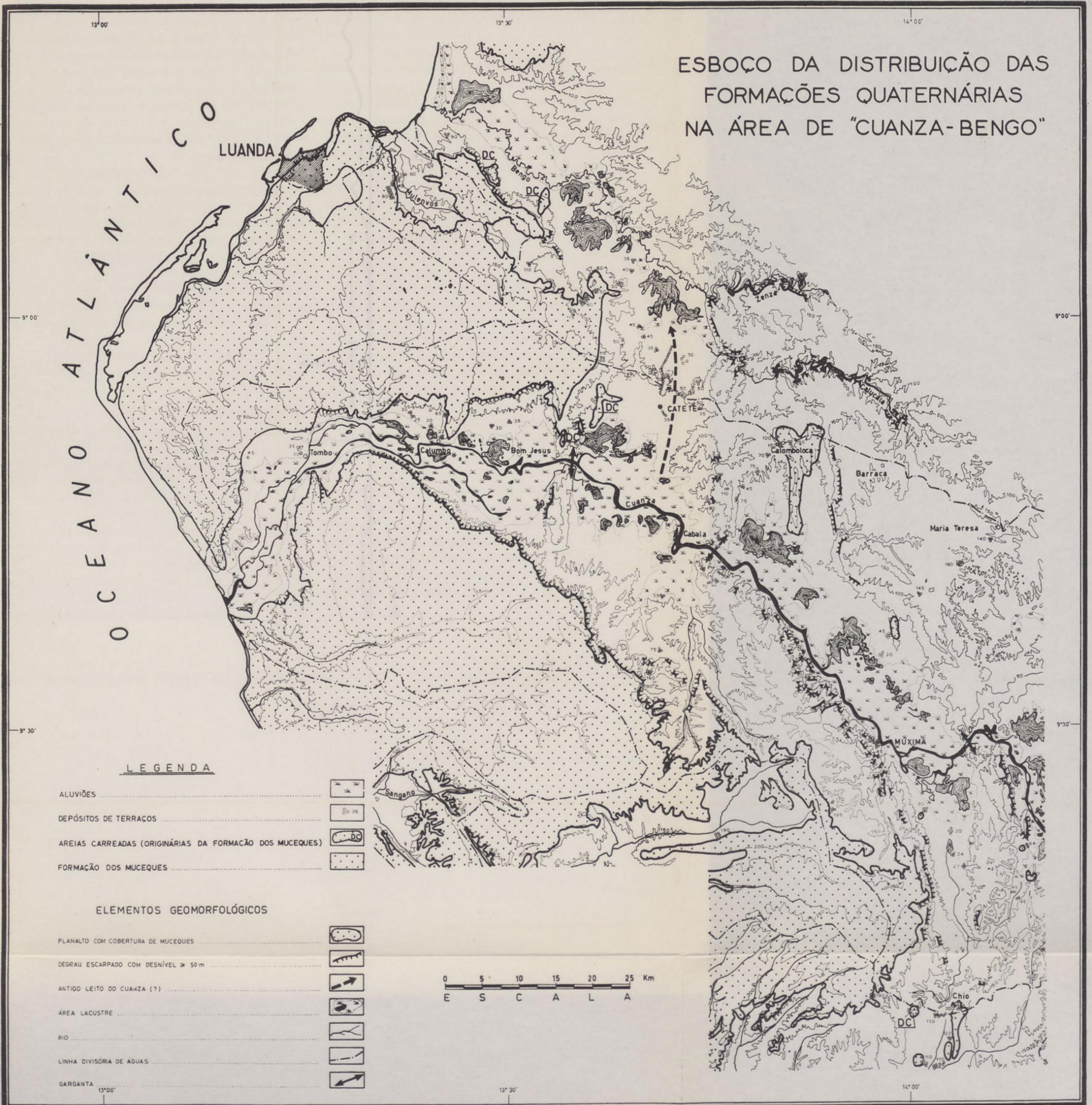


Fig. 1

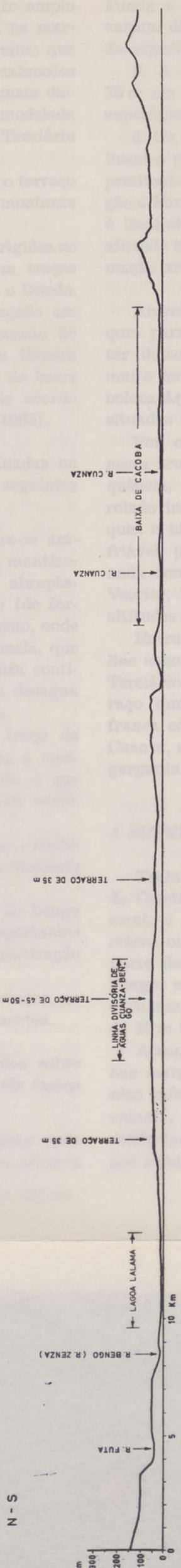


Fig. 2

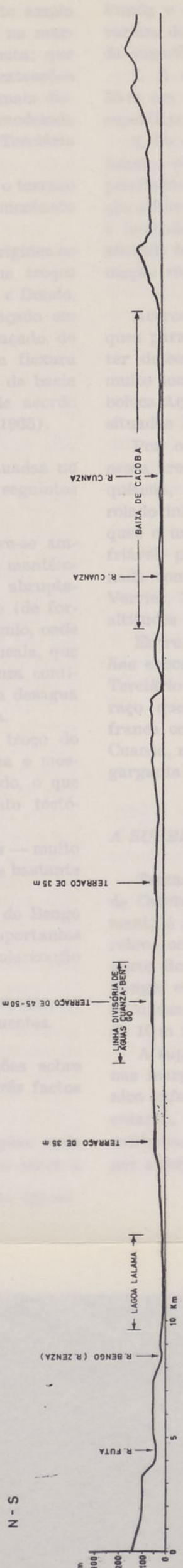
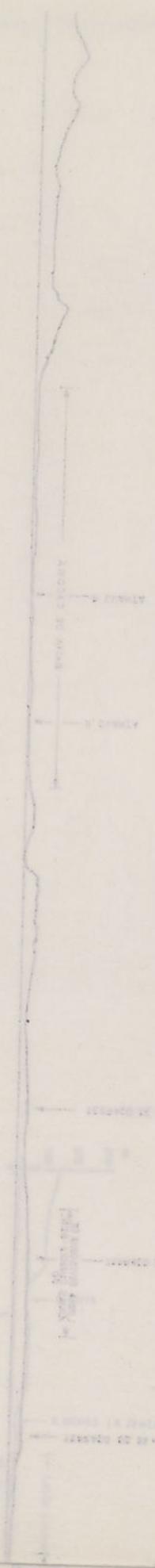


FIG. 2

Fig. 10



observa-se que o vale passa a ser muito amplo e de vertentes assimétricas — declivosa na margem esquerda, esbatida na margem direita; que as lagoas e as áreas alagadiças possuem extensões de vários quilómetros; que a vertente mais dissecada é precisamente aquela que é modelada em rochas mais duras (calcários do Terciário Inferior).

5. Enquanto a jusante do Bom Jesus o terraço de 45-50 m tem fraca representação, a montante tem franca expressão.

6. Finalmente, observa-se uma certa rigidez no alinhamento geral do vale e dos seus troços (NW-SE e/ou NNW-SSE) entre Cabala e Dondo, dando origem, grosso modo, a um traçado em baioneta. Esta disposição geral do traçado do rio pode ser reflexo dos acidentes em flexura que afectaram as formações geológicas da bacia do Cuanza desde o Cretácio Médio, de acordo com os estudos de Brognon & Verrier (1965).

Quanto às observações gerais efectuadas no vale do Bengo, elas resumem-se aos seguintes aspectos:

1. O vale, de direcção NW-SE, abre-se amplamente ao Atlântico e essa amplitude mantém-se a montante, até o vale esbarrar abruptamente contra o planalto margo-calcário (de formações do Terciário Inferior) de Cassuculo, onde correm encaixados os rios Zenza e Calucala, que desaguam no vale do Bengo. O rio Zenza continua-se pelo Bengo, enquanto o Calucala desagua na área alagadiça da baixa do Mucunga.

2. O vale está no enfiamento do troço do Cuanza situado entre Cabala e Muxima e mostra certa rigidez preferencial de traçado, o que poderá traduzir-se por um alinhamento tectónico.

3. O vale é de vertentes assimétricas — muito declivosa a vertente esquerda, esbatida e bastante dissecada a direita.

4. À semelhança do Cuanza, o vale do Bengo contém um certo número de lagoas importantes que têm também como função a regularização dos caudais do rio (Diniz, 1973).

5. Entre os diferentes níveis de terraços, os de 45-50 m e de 35 m são os mais frequentes.

A terminar estas breves observações sobre os dois vales são ainda de assinalar três factos importantes:

1. A zona de concentração das lagoas mais importantes do vale do Bengo situa-se entre a

Funda e a baixa de Mucunga, a altitudes que variam de 15 m a 30 m, no sopé do flanco norte da superfície de Catete.

2. A existência de um nível de terraço de 35 m em posição simétrica nos dois flancos da superfície de Catete Gare.

3. Os vales do Cuanza e do Bengo individualizam o planalto de Luanda a sul e a norte, respectivamente, e no qual tem franca representação a Formação dos Muceques. A leste, o planalto é limitado pela superfície de Catete, situada a altitude bastante mais baixa e donde aquela formação arenosa foi totalmente evacuada.

Acerca da existência da Formação dos Muceques para leste da superfície de Catete, cremos ter detectado alguns vestígios seus em zonas muito localizadas na área Catete-Cabala-Colomboloca-Açucareira do Cuanza, topograficamente situados acima do nível de terraço de 45-50 m.

Por outro lado, verifica-se existir também nessa área (em Colomboloca), e com muita frequência, um *stone line* de seixos de quartzo rolado intercalado entre a Formação dos Muceques e uma formação gresosa, por vezes muito friável, pardacenta e/ou alaranjada, correlacionada com a Formação de Luanda (Brognon & Verrier, 1965). Esta linha de pedras situa-se a altitudes que variam de 100 m a 140 m.

Entre o nível de terraço de 45-50 m e o *stone line* encontra-se, jazendo sobre as formações do Terciário Inferior e Médio, outro nível de terraço que é o de 70-80 m; este terraço tem franca correspondência na margem esquerda do Cuanza, na área compreendida entre Muxima e a garganta de Cabala.

A SUPERFÍCIE DE CATETE

Trata-se de uma superfície abaulada na área de Catete-Catete Gare, cujo eixo de desenvolvimento é grosseiramente NW-SE e que apresenta relevo ondulado suave a muito suave. O flanco norte desce muito suavemente até ao vale do Bengo, enquanto o flanco sul desce suave para o Cuanza, mas com um pequeno ressalto de cerca de 10 m na zona de Catete.

A superfície foi modelada, fundamentalmente, nas margas gipsíferas de Quifangondo (Miocénico inferior — Brognon & Verrier, 1965). No entanto, observam-se ainda algumas pequenas saliências residuais de calcários margosos que, por ablação diferencial, ficaram em evidência na

topografia local. A este período de morfogénese sucedeu outro de franca estabilidade do meio físico representado por uma fase de pedogénese.

A pedogenização das margas e dos calcários, sendo o clima semiárido (do tipo D, segundo a classificação de Thornthwaite), originou «Barros negros litomórficos» e «Solos calcários pardos» (M. P. A. M. & C. E. P. T., 1968). Nos barros, ao longo do perfil pedológico, é frequente a existência de material rolado de quartzo proveniente dos terraços de 35 m e de 45-50 m, o que se explica em função das argilas constituintes do solo possuírem alto grau de retracção (argilas montmoriloníticas), daí se fendilharem facilmente, dando azo a que, por gravidade, as cascalheiras desçam pelas fendas.

Por outro lado, observa-se que a ocidente da superfície, na área de Mazozo, passa-se gradualmente das margas e calcários para uma cobertura de areias dos Muceques, que gradualmente se vai espessando. Dado que estas são plio-pleistocénicas (Torquato & Rocha, 1969), sucede que a sua evacuação da superfície de Catete é quaternária, e daí a modelação da superfície o ser também. Actualmente, a modelação desta é decisivamente influenciada pela acção do homem em virtude da exploração intensiva do solo (algodão e milho), a qual está na origem dos múltiplos ravinamentos que se observam por toda a parte.

PROVÁVEL EVOLUÇÃO RECENTE DO CURSO DO CUANZA NA REGIÃO DE CATETE

1 — A montante do Bom Jesus

Admite-se, como Torquato & Rocha (1969), que a foz do rio se situaria na baixa do Guimbe no auge da transgressão que depositou as areias dos Muceques, portanto no Plio-Pleistocénico.

Tem interesse saber qual o tipo de clima que existia na região enquanto o mar se retirava. Admitindo, como Torquato & Arménio (1969), que as areias dos Muceques foram rubefactadas em meio continental e aceitando-se que a rubefacção é própria de clima quente e húmido (daí a existência de caulinite na Formação dos Muceques — Silva, 1965; Diniz & Aguiar, 1968; Ramalhal, 1969), pode afirmar-se que o clima então actuante seria tropical húmido. Corroboram esta presunção o facto de os solos vermelhos dos Muceques serem psamofersilicóicos (Diniz & Aguiar, 1968). O Cuanza teria tido, portanto, durante tal

fase, suficiente alimentação para lhe permitir acompanhar o mar na sua retirada.

Assim, a foz do Cuanza não seria fixa, havendo então possibilidade de aceitar um certo número de braços do rio a desaguardarem em vários pontos (hipótese que se assemelha à de Ramalhal, 1969), coexistindo assim, lado a lado, caulinite transportada em suspensão pelas águas do rio ou dos seus braços e caulinite formada *in situ*.

Como mais uma achega para a existência no Quaternário de um clima quente e húmido na região ocupada pelos Muceques citamos a existência de algumas formações lateritizadas (contudo, de fraca importância) por nós encontradas: sobre calcário, no local de Uacongo, a cerca de 50-60 m de altitude; na estrada da Muxima para o Chio, sobre calcário e a cerca de 11 km antes do Chio.

A existência de uma barreira representada pelo maciço do Bom Jesus a dificultar, se não mesmo a impedir, o bom escoamento do rio, conjugada com a constância do nível de 45-50 m na superfície de Catete e nos vales do Cuanza e do Bengo, faz surgir a presunção de que o rio a certa altura se organizou e seguiu a retirada do mar essencialmente pelo vale do Bengo. Assim, admitimos o seguinte esquema para a evolução do Cuanza numa época pós-deposição e rubefacção das areias dos Muceques: o rio, a partir da baixa do Guimbe, devia-se subdividir em vários braços, sendo um deles o canal de escoamento principal. Os braços secundários (um dos quais poderia ser o actual troço inferior do rio) desaguardariam episodicamente ao longo da costa de Luanda, enquanto o braço principal correria no vale do Bengo, tendo já uma foz fixa. Por deficiência de alimentação, motivada provavelmente por o clima se modificar gradualmente de húmido a seco, o escoamento do rio concentra-se no vale do Bengo. Finalmente, numa época compreendida entre a deposição dos terraços de 45-50 m e de 35 m, dá-se a captura de todo o sistema, na área do Bom Jesus, ficando em evidência a superfície de Catete.

Desta forma, ficaria então explicada a intensa dissecação do relevo a montante do Bom Jesus resultante de uma morfogénese antiga, tendo em consideração o tipo coerente do material litológico que constitui o relevo em relação à Formação dos Muceques — margas e calcários.

Aquela intensa acção morfogenética sucedeu um período de pedogénese que se traduziu pela formação de barros e solos calcários.

Portanto, para nós, o terraço de 45-50 m marca um momento da vida do Cuanza em que ele era no todo ou em parte drenado pelo vale do Bengo. Este momento é francamente quaternário, mas anterior à formação dos barros negros litomórficos, que, para as condições locais, implicam a existência de um clima seco.

Enfim, quanto à datação relativa do terraço de 35 m ele é também anterior à formação dos barros.

2 — Entre a foz e o Bom Jesus

Este troço do vale do Cuanza pode ser encarado de duas formas: representar um dos braços do Cuanza plio-pleistocénico que acompanhou a retirada progressiva do mar (o que entroncava na hipótese de Torquato & Rocha, 1969) e que deixou de ser funcional depois da concentração do sistema no vale do Bengo, vindo mais tarde a capturar todo o sistema; ou pode ser encarado como o vale dum rio, independente do sistema, que capturou o Cuanza pura e simplesmente na região do Bom Jesus. Em qualquer dos casos esta dinâmica fluvial é recente e traduz-se por uma morfogénese bastante acentuada nas vertentes, representada pela formação de barrancos e movimentos de massa importantes.

Tanto a primeira como a segunda hipótese são de aceitar, pois que assim se explicaria a

relativa frescura das formas do relevo que constituem este troço do vale do Cuanza. Somente estudos sedimentológicos dos do tipo de Torquato & Rocha (1969) e de Ramalhal (1969), ao longo da costa entre a foz actual do Cuanza e a foz do Bengo, poderão decidir qual das hipóteses é a correcta. Portanto, uma única dinâmica parece salientar-se em face do exposto: a existência duma captura, relativamente recente, do Cuanza.

CONSEQUÊNCIAS PEDOLÓGICAS NA SUPERFÍCIE DE CATETE

Dado admitirmos a modelação da superfície de Catete pelo Cuanza, nem todos os solos (os quais têm sido considerados derivados das margas de Quifangondo) poderão ser classificados como «Barros negros litomórficos», mas sim temos de aceitar que alguns, principalmente aqueles que se encontram no domínio dos depósitos de terraços de 35 m e de 45-50 m, sejam derivados de antigas aluviões do Cuanza, passando por isso a «Barros negros topomórficos».

Quanto à datação dos barros e dos solos calcários, em face do exposto consideramo-los recentes. Isto quer dizer que o meio físico se encontra estabilizado recentemente. No entanto, o ravinamento que no presente momento se observa nestes solos, devido à acção do homem, parece estar pondo em risco aquela estabilidade.

BIBLIOGRAFIA

- BROGNON, G. & VERRIER, G. — «Contribution à la géologie du bassin du Cuanza en Angola». *Proc. Fourth World Petrol. Congr.*, Roma, section I/A/4, paper 3, 1955, 251-265.
- BROGNON, G. & VERRIER, G. — «Tectonique et sédimentation dans le bassin du Cuanza (Angola)». *Bol. Serv. Geol. Minas Angola*, Luanda, 11, 1965, 5-90.
- CARVALHO, G. S. — «Sedimentologia e génese das areias vermelhas dos arredores de Luanda (Angola)». *Lab. Eng. Angola—Primeira Jornada de Estradas*, Luanda, vol. II, 1957, 1-16.
- DINIZ, A. C. — *Características Mesológicas de Angola*. Nova Lisboa, I. L. A. A., 1973, 428 p. (mimeografado).
- DINIZ, A. C. & AGUIAR, F. Q. B. — *Estudo de Solos do Platô de Luanda*. Nova Lisboa, I. L. A. A., 1968, série científica, n.º 4, 94 p.
- FALCAO, A. A. M. — «Evolução geológica da região de Luanda». *Lab. Eng. Angola. Primeira Jornada de Estradas*, Luanda, vol. II, 1957, 1-28.
- MISSÃO DE PEDOLOGIA DE ANGOLA E MOÇAMBIQUE; CENTRO DE ESTUDOS DE PEDOLOGIA TROPICAL — *Carta Generalizada dos Solos de Angola (3.ª Aproximação)*. Lisboa, J. I. U., Mem. n.º 56 (2.ª série), 1968, 277 p.
- RAMALHAL, F. S. J. — «Estudo sedimentológico de um corte nos arredores de Luanda (Benfica)». *Bol. Inst. Inv. Cient. Angola*, Luanda, 6 (2), 1969, 179-198.
- SILVA, J. A. H. — «Contribuição para o conhecimento das areias vermelhas da região de Luanda 'Muceque' — Estudo da fracção argilosa». *Bol. Serv. Geol. Minas de Angola*, 12, 1965, 27-41.
- TORQUATO, J. R. & ROCHA, A. T. — «Contribuição para o conhecimento da geologia de Luanda. Características geológicas, sedimentológicas e micropaleontológicas do morro da Samba». *Bol. Inst. Inv. Científica Angola*, Luanda, 6 (1), 1969, 63-111.



Fig. 1 — Planalto de Luanda. Formação dos Muceques



Fig. 2 — Vale do Cuanza entre Calumbo e o Bom Jesus. Vertente esquerda ao fundo, nítida e escarpada



Fig. 1 — Foz do Cuanza



Fig. 2 — Vale do Cuanza a montante do Bom Jesus



Fig. 1 — Superfície de Catete Gare. Depósito do terraço



Fig. 2 — Pormenor do solo fendilhado e do calibre do material do terraço

Sobre a existência de rochas vítreas na ilha da Boavista (Cabo Verde)

JOÃO ROCHA DE MACEDO

Laboratório de Estudos Petroológicos e Paleontológicos do Ultramar (Junta de Investigações Científicas do Ultramar), Faculdade de Ciências de Lisboa

L. CELESTINO SILVA

Laboratório de Estudos Petroológicos e Paleontológicos do Ultramar
(Junta de Investigações Científicas do Ultramar)

(Recebido em 28-IV-1975)

Apresenta-se o estudo geológico, petrográfico e geoquímico de rochas vítreas da ilha da Boavista. Trata-se de vidros de composição fonolítica que afloram quer em filões, quer constituindo a base de escoadas fonolíticas.

In this paper, the vitreous rocks of Boavista island are studied from a geological, petrographical and geochemical point of view. They are volcanic glasses of phonolitic composition which can be found either as dikes or in the base of phonolitic lava flows.

1 — INTRODUÇÃO

Trabalhos de geologia efectuados pela Missão Geológica de Cabo Verde na ilha da Boavista, durante a campanha realizada em 1972, assinalaram filões vítreos e camadas vítreas localizadas na base de escoadas fonolíticas.

A presença de rochas daquela natureza, pouco habituais nas ilhas cabo-verdianas, levaram a elaborar a presente nota, a fim de dar conta do modo de jazida e dos resultados petrográficos e químicos (1).

Pensa-se que, embora se possuam conhecimentos reduzidos sobre a problemática das rochas vítreas, será útil divulgar, desde já, os resultados obtidos, que deverão ser considerados, apenas, como modesta contribuição para o seu estudo.

(1) Trabalhos geológicos da autoria de L. Celestino Silva; estudos petrográficos e petroquímicos realizados por J. Rocha de Macedo.

As considerações geológicas que se introduzem para dar unidade ao trabalho foram extraídas da publicação mais recente sobre aquela ilha — *Note préliminaire sur la géologie de l'île de Boavista (Iles du Cap Vert), 1975* — e de informações posteriores coligidas por um dos autores.

No final do trabalho apresenta-se o mapa da ilha com a localização da amostragem que foi submetida ao estudo petrográfico e químico (fig. 5).

2 — CONSIDERAÇÕES GEOLÓGICAS

As rochas vítreas da ilha da Boavista afloram quer sob a forma de filões, quer constituindo a base de escoadas fonolíticas da série do Pico Forcado (5).

O modo de jazida filoniano, o mais frequente, pode observar-se, entre outros locais, no monte Salamanca e na área compreendida entre o monte

Santo António e a antiga povoação de Santo Tirso. O material vítreo formando a base de mantos fonolíticos foi assinalado nos montes Rocha Estância e Calhau.

A maior profusão de filões, detectados até ao presente, localiza-se no monte Salamanza, situado a cerca de 2 km a NE da antiga povoação de Santo Tirso. Aquela elevação é constituída por imponentes cristas, alinhadas segundo a orientação geral NE-SW, que se destacam da extensa planura regional.

No extremo SW do monte Salamanza, numa área com cerca de 500 m de diâmetro, existem vários filões de material vítreo, com direcções e inclinações variáveis, cujas espessuras oscilam de escassos centímetros até cerca de 1 m. Recortam, indistintamente, sienitos, sienitos nefelínicos, brechas vulcânicas e filões traqui-fonolíticos associados e filões fonolíticos, porfíricos, relacionados provavelmente com a fase lávica da série do Pico Forcado.

Os filões de material vítreo são, ora concordantes (estampa I, fig. 1), ora discordantes (estampa I, fig. 2), com os fonolíticos. Filões anastomosados, com formas e espessuras variáveis, podem observar-se perto da linha de cumeada (estampa II, fig. 1) e a meia encosta da vertente NW daquele monte.

Os filões mais espessos apresentam, sistematicamente, no tecto e muro, bandas irregulares, que raramente ultrapassam o decímetro, de vidro negro-compacto; aquelas bandas passam gradualmente, para o núcleo, a material vítreo cinzento-esverdeado, ligeiramente vacuolar, e com a geração fenocristalina mais representada.

Na área compreendida entre o monte Santo António e a antiga povoação de Santo Tirso, os filões de vidro assinalados chegam a atingir 0,70 m de espessura; recortam sienitos analcítico-nefelínicos com lavenite e eudialite e filões fonolíticos.

O material vítreo, que constitui camadas na base de alguns mantos fonolíticos pertencentes à série do Pico Forcado, foi assinalado, como se referiu, nos montes Rocha Estância e Calhau.

No primeiro, na encosta sul sobranceira à Povoação Velha, existe camada sub-horizontal, com cerca de 1,5 m de espessura, de rocha vítrea, brechóide, com elementos lávicos microlíticos; repousa sobre um depósito conglomerático-brechóide e passa gradualmente, no topo, à escoada fonolítica.

Modo de jazida idêntico foi observado na vertente sul do monte Calhau, situado a cerca de

2,5 km a NE da povoação de João Galego. Porém, neste local, a camada vítrea, brechóide e concrecionada, constitui a base das escoadas fonolíticas superiores da formação do Pico Forcado e assenta sobre uma brecha vulcânica, grosseira, essencialmente fonolítica. O espesso depósito de vertente impede a observação da continuidade da camada, que aflora, somente, em pequenos retalhos lenticulares (alguns com cerca de 1,5 m de espessura), sempre na mesma posição estratigráfica (estampa II, fig. 2).

3 — PETROGRAFIA

As rochas vítreas, qualquer que seja o modo de jazida, com excepção da amostra coligida na base da escoada fonolítica de Rocha Estância, que mostra carácter brechóide com elementos de rocha microlítica (estampa III, fig. 1), são, em amostra de mão, porfíricas; da matriz vítrea, de cor negra ou cinzento-esverdeada, destacam-se, sobretudo, alguns cristais de feldspato. A cor esverdeada das rochas deve-se, fundamentalmente, à hidratação do material vítreo.

Do ponto de vista petrográfico, não entrando em consideração com pequenas flutuações percentuais dos constituintes mineralógicos, nem com uma ou outra variação textural, pode afirmar-se que se está em presença de vidros de composição fonolítica, de textura vitrofírica, constituídos por uma mesóstase vítrea abundante, na qual flutuam fenocristais de sanidina e de nefelina (estampa III, fig. 2). Em menor quantidade e tamanho figuram, além dos minerais citados, anfíbola castanha e/ou egirina, minerais opacos, esfena e, às vezes, biotite e calcite; em algumas amostras detectou-se quartzo secundário.

A mesóstase, que ocupa mais de 80 % do volume total da rocha, é, fundamentalmente, vidro incolor ou corado de castanho; pode apresentar-se inalterada e isotropa ou desvitrificada, dando origem a agregado criptocristalino, de material difícil de caracterizar. Ao lado do vidro incolor, de índice de refração inferior ao do balsamo-do-canadá, existe outro, mais ou menos acastanhado, que parece resultar de alteração do primeiro, provavelmente por hidratação; tem índice de refração menor do que o vidro incolor e encontra-se, sobretudo, a envolver cavidades e/ou fenocristais e, muito frequentemente, ao longo das fracturas.

Determinações da densidade da fracção vítrea (não foi possível separar o vidro castanho mais escuro, que chegam a atingir 1 mm de diâmetro (estampa IV, fig. 1). Em muitos casos estas machas transformam-se em esferólitos, constituídos, na sua parte externa, por um anel de material zeolítico, com núcleos ocupados por diminutos cristalitos. Alguns esferólitos são co-

lescentes, e apresentam, por isso, dimensões maiores.

A quantidade e as dimensões dos cristais, além de dependentes dos processos de cristalização produzidos no interior da câmara magmática, estão relacionadas também com o local do afloramento em que a amostra foi colhida. Assim,

QUADRO I

Amostra	B-391	B-138	B-410	B-371	B-476	B-398	B-274
Densidade da rocha global	2,42	2,45	2,42	2,41	2,40	2,42	2,36
Densidade da fracção vítrea	2,46	2,47	2,44	2,50	—	—	—

Os resultados da densidade indicados no quadro I mostram, para a rocha total (2), valores inferiores aos medidos nas respectivas fracções vítreas, ao contrário do que deveria acontecer, devido à presença de fenocristais de sanidina e de nefelina. Parece, portanto, que se deve atribuir aos vacúolos e aos minerais do grupo dos zeólitos, muito abundantes nestas rochas, a razão daquela inversão de resultados.

Recorrendo às curvas definidas por W. O. George in Walhstrom (7), que relacionam o índice de refração dos vidros com a variação dos teores de certos óxidos ($Fe_2O_3 + FeO$; CaO ; MgO ; SiO_2 ; etc.) (fig. 1), verifica-se que a mesóstase vítrea da amostra B-476 (quadro II) tem índice de refração da ordem de 1,50, o que está de acordo com as determinações efectuadas em lâmina delgada que revelaram índice de refração inferior ao do bálsamo-do-canadá. Procedendo de igual modo em relação à percentagem de SiO_2 , encontra-se, porém, índice de refração da ordem de 1,57. Para naquele gráfico figurarem valores menores do que 1,54, os teores de SiO_2 deveriam ser superiores a 55%. É natural pensar que a baixa percentagem de sílica revelada pela análise química resulte da presença de minerais secundários do grupo dos zeólitos.

Na mesóstase vítrea destacam-se numerosas manchas circulares, de vidro castanho mais escuro, que chegam a atingir 1 mm de diâmetro (estampa IV, fig. 1). Em muitos casos estas machas transformam-se em esferólitos, constituídos, na sua parte externa, por um anel de material zeolítico, com núcleos ocupados por diminutos cristalitos. Alguns esferólitos são co-

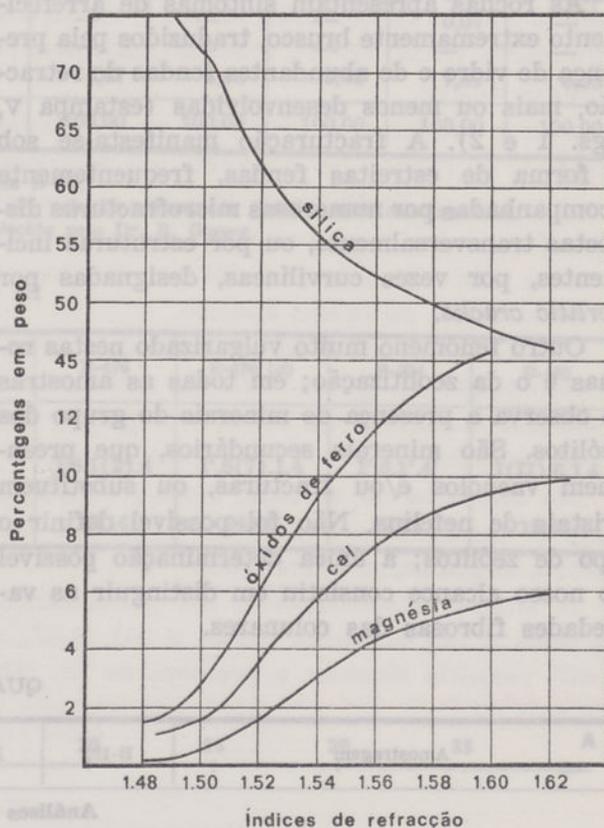


Fig. 1 — Curvas de correlação entre as percentagens em peso de SiO_2 , $FeO + Fe_2O_3$, CaO , MgO e índices de refração, segundo W. O. George (in Walhstrom)

as rochas colhidas em zonas interiores da massa vítrea aflorante contêm maior abundância de cristais (e de maiores dimensões) do que as colhidas em zonas periféricas. Os fenocristais são, sobretudo, de sanidina e de nefelina, que se apresentam, em regra, de bordos corroídos e com comprimentos que oscilam desde 1 mm até 4 mm. Alguns destes cristais podem encontrar-se envolvidos por uma fina bainha de vidro incolor (estampa V, fig. 1) ou apresentar alterações. Estas fazem-se sentir, principalmente,

(2) Nas medições da densidade da rocha global utilizou-se o método da balança hidrostática.

nos cristais de nefelina que se transformam em agregado micáceo, finamente lamelar, ou feldspatóide isótropo acompanhado de exsudações de minerais opacos. Os cristais mais pequenos, em regra automórficos, apresentam-se sem alterações.

De modo geral, as rochas são sempre vacuolares com vacúolos frequentemente preenchidos por minerais do grupo dos zeólitos e, mais raramente, por sanidina e calcite (estampa IV, fig. 2). Os vacúolos, quase sempre de forma subcircular, estão muitas vezes alongados na direcção da fluência. Esta manifesta-se pela orientação fluidal da massa vítrea e dos pequenos micrólitos existentes na pasta.

As rochas apresentam sintomas de arrefecimento extremamente brusco, traduzidos pela presença de vidro e de abundantes fendas de retracção, mais ou menos desenvolvidas (estampa V, figs. 1 e 2). A fracturação manifesta-se sob a forma de estreitas fendas, frequentemente acompanhadas por numerosas microfracturas dispostas transversalmente, ou por estruturas incipientes, por vezes curvilíneas, designadas por *perlitic cracks*.

Outro fenómeno muito vulgarizado nestas rochas é o da zeolitização; em todas as amostras se observa a presença de minerais do grupo dos zeólitos. São minerais secundários, que preenchem vacúolos e/ou fracturas, ou substituem cristais de nefelina. Não foi possível definir o tipo de zeólitos; a única determinação possível ao nosso alcance consistiu em distinguir as variedades fibrosas das colunares.

4 — GEOQUÍMICA

Apresentam-se os resultados das análises químicas e respectivas normas (quadro II), bem como os parâmetros petroquímicos (quadros III e IV) de algumas rochas vítreas.

Atendendo aos parâmetros CIPW-Lacroix, com a excepção da amostra B-192, que tem a composição dos traquitos calco-alcálicos, sodopotássicos, os vidros pertencem à família dos fonólitos sodopotássicos ($s=4-5$).

De acordo com Ritmann (4), o índice serial confere às rochas carácter atlântico («sódico», s. l.), com particular predomínio do quimismo atlântico forte (sódico) (quadro III), expresso, mineralogicamente, pela presença de nefelina.

Para se ter a ideia global do quimismo das rochas em questão traçaram-se, com base nas respectivas análises químicas e normas, alguns diagramas.

A partir dos parâmetros definidos por Zavaritskii (8) (quadro IV) e de acordo com a classificação elaborada por este autor, os vidros estudados pertencem aos três tipos fundamentais, isto é, são rochas sobressaturadas de álcalis (B-371, B-398 e B-465), sobressaturadas de alumina (B-192 e B-476) e rochas normais (B-274). O exame qualitativo do diagrama de Zavaritskii (fig. 2) fornece algumas conclusões sobre o quimismo das rochas vítreas. Assim, atendendo às características numéricas de base, as rochas analisadas são relativamente ricas de aluminossilicatos alcalinos, apresentam reduzida percenta-

QUADRO II

Amostragem	B-192	B-371	B-398	B-476	B-476 (a)	B-274	B-465
Análises químicas (b)							
SiO ₂ ..	54,77	52,63	52,68	52,78	51,71	52,74	52,84
Al ₂ O ₃ ..	18,24	21,42	21,59	22,12	21,12	21,25	19,78
Fe ₂ O ₃ ..	2,44	0,60	0,78	1,05	1,04	1,38	1,69
FeO ..	1,44	1,28	1,12	1,08	1,08	1,03	1,55
MgO ..	1,47	0,30	0,98	1,11	0,88	0,50	2,66
CaO ..	1,32	2,58	0,79	1,26	2,12	2,24	0,58
Na ₂ O ..	5,56	9,48	9,61	8,73	8,95	9,67	8,83
K ₂ O ..	4,60	5,62	5,70	4,59	5,51	3,30	5,15
H ₂ O ⁺ ..	6,15	1,79	4,36	6,21	6,49	6,64	4,92
H ₂ O ⁻ ..	2,83	0,73	0,52	0,73	0,28	1,28	1,04
CO ₂ ..	—	2,30	0,72	—	—	—	—
TiO ₂ ..	0,92	0,33	0,26	0,33	0,38	0,37	0,33
P ₂ O ₅ ..	0,05	—	—	—	—	0,03	—
MnO ..	0,34	0,22	0,25	0,23	0,24	0,25	0,27
S ..	0,22	0,23	—	—	—	—	—
Cl ..	—	0,23	0,40	—	—	—	0,18
Total ..	100,35	99,74	99,76	100,22	99,80	100,68	99,75

Amostragem	B-193	B-371	B-398	B-476	B-476 (a)	B-274	B-465
Normas (c)							
C	1,83	0,08	0,19	0,47	—	—	—
Or	27,10	35,05	34,32	27,15	32,63	19,37	30,52
Ab	46,91	29,06	26,34	31,49	19,68	36,71	27,83
An	6,20	—	—	6,26	1,18	4,80	—
Ne	—	—	28,98	22,85	30,45	24,14	24,62
Hl	—	0,40	0,67	—	—	—	0,18
Ac	—	—	—	—	—	—	0,74
Di	—	—	—	—	6,51	3,80	2,30
Wo	—	—	—	—	0,53	0,56	—
Hy	3,46	—	—	—	—	—	—
Ol	0,13	1,57	2,88	2,71	—	—	5,13
Mt	2,28	0,92	1,15	1,51	1,51	1,99	2,09
Hm	0,86	—	—	—	—	—	—
Il	1,74	0,66	0,50	0,62	0,72	0,70	0,63
Ap	0,12	—	—	—	—	0,07	—
Pr	0,41	0,45	—	—	—	—	—
H ₂ O total	8,95	2,66	4,97	6,94	6,78	7,87	5,98
Total	100,00						

- (a) Análise química e respectiva norma da fracção vítrea na rocha B-476.
- (b) As análises químicas foram efectuadas no L. T. F. Q. A. M. P. pela Dr.^a Fernanda Seita e seus colaboradores.
- (c) Cálculos realizados em computador segundo programa estabelecido pelo Dr. R. Gomes.

QUADRO III

Amostragem	B-192	B-371	B-398	B-476	B-476 (a)	B-274	B-465
CIPW-Lacroix (parâmetros)	I(II).5.(1)2.(3)4	I.6.1.4	I.6'.1.4	I.6.1(2).4	I'.6(7).1.4	I'.6.1'.4'	I(II).6.1.4
Rittmann (índice serial-σ)	8,77	23,68	24,21	18,14	24,01	17,27	19,86

(a) Fracção vítrea da rocha B-476.

7 < σ < 17 — carácter atlântico médio (sodo-cálcico).
 17 < σ < -6 — carácter atlântico forte (sódico).

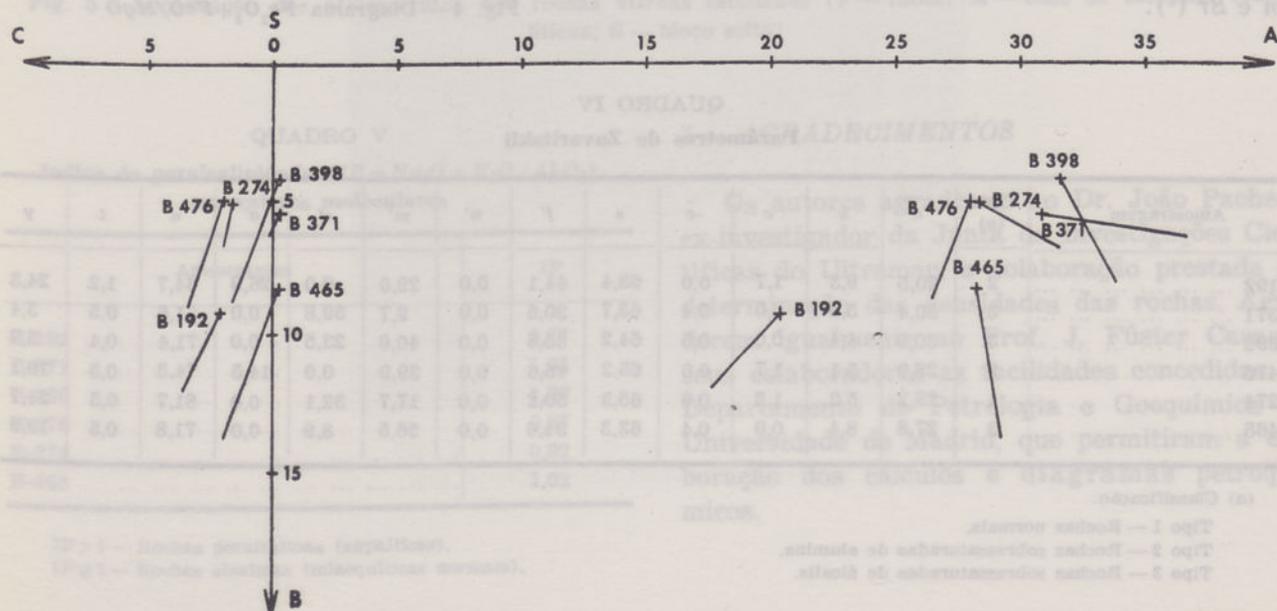


Fig. 2 — Diagrama de Zavaritskii

gem de constituintes máficos, ausência ou pequena percentagem de anortite nos feldspatos (B-192, B-274 e B-476) e predomínio de álcalis nos feldspatos (B-371, B-398 e B-465), de acordo, respectivamente, com os parâmetros *a*, *b*, *c* e \bar{c} estabelecidos por Zavaritskii. Analisando o módulo, direcção e sentido dos vectores representativos daquelas rochas, projectados no plano *A S B*, verifica-se que a maior parte pertence às rochas cujos constituintes fémcicos são ricos de magnésia e cal, havendo, para as rochas B-192 e B-476, sobressaturação de alumina, conforme já foi assinalado; por outro lado, as projecções no campo *C S B* mostra haver predomínio da soda sobre a potassa nos minerais sálicos e, em alguns exemplares (B-371, B-398 e B-465), sobressaturação de álcalis.

Outros diagramas corroboram os resultados acabados de referir. No diagrama que relaciona a sílica com os álcalis totais (fig. 3), as projecções dos pontos representativos dos vidros situam-se acima da linha definida por Macdonald & Katsura (3), no campo alcalino.

Os valores do índice de peralcalinidade ($IP = \frac{Na_2O + K_2O}{Al_2O_3}$ em valores moleculares) permitem enquadrar os vidros nos grupos das rochas alcalinas e peralcalinas (quadro v).

No diagrama de variação $Fe_2O_3 + FeO/MgO$ (fig. 4) destaca-se o predomínio de $Fe_2O_3 + FeO$ sobre a magnésia na rocha total.

A análise difractométrica por fluorescência de raios X das amostras B-138, B-192, B-371 e B-465 permitiu detectar a presença de *Zr*, *Nb*, *Mn* e *Sr* (3).

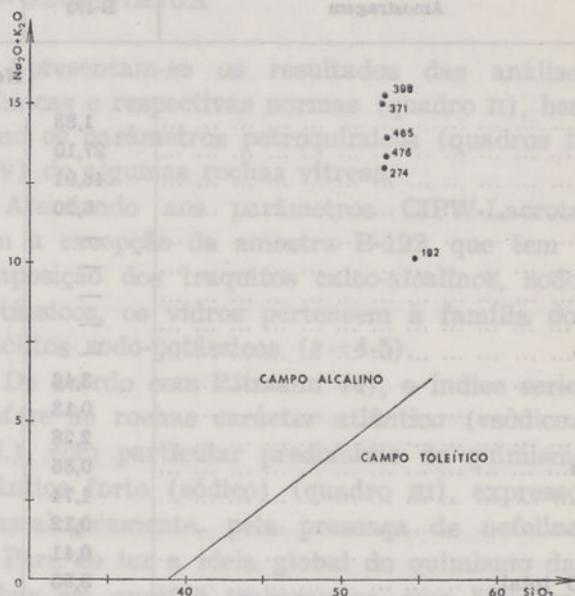


Fig. 3 — Diagrama de variação linear SiO_2 /álcalis totais (Macdonald e Katsura, 1964)

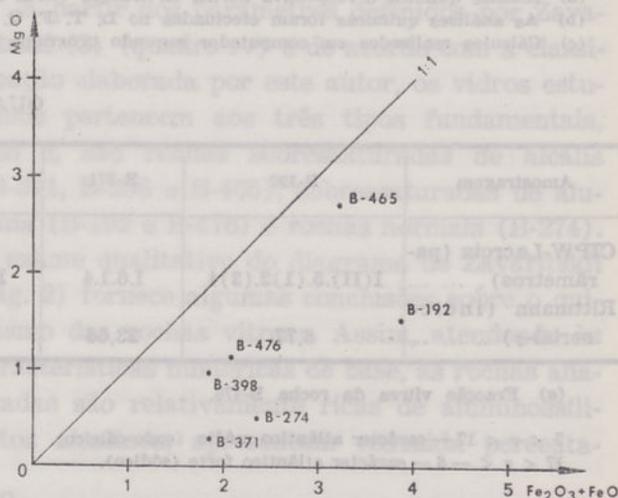


Fig. 4 — Diagrama $Fe_2O_3 + FeO/MgO$

QUADRO IV
Parâmetros de Zavaritskii

Amostragem	Tipos (a)	a	b	c	\bar{c}	s	f'	n'	m'	c'	a'	n	t	y
B-192	2	20,5	9,3	1,7	0,0	68,4	44,1	0,0	29,0	0,0	26,9	64,7	1,2	24,3
B-371	3	30,4	5,6	0,0	0,4	63,7	30,6	0,0	9,7	59,8	0,0	71,6	0,5	3,4
B-398	3	30,9	4,4	0,0	0,5	64,2	35,8	0,0	40,6	23,5	0,0	71,4	0,4	3,9
B-476	2	28,0	5,1	1,7	0,0	65,2	45,6	0,0	39,9	0,0	14,5	74,3	0,5	19,1
B-274	1	28,2	5,2	1,3	0,0	65,3	50,2	0,0	17,7	32,1	0,0	81,7	0,5	24,7
B-465	3	27,8	8,4	0,0	0,4	63,3	34,6	0,0	56,5	8,9	0,0	71,8	0,5	12,9

(a) Classificação:

- Tipo 1 — Rochas normais.
- Tipo 2 — Rochas sobressaturadas de alumina.
- Tipo 3 — Rochas sobressaturadas de álcalis.

(3) Análises efectuadas no Laboratório de Técnicas Físico-Químicas Aplicadas à Mineralogia e Petrologia.

BIBLIOGRAFIA

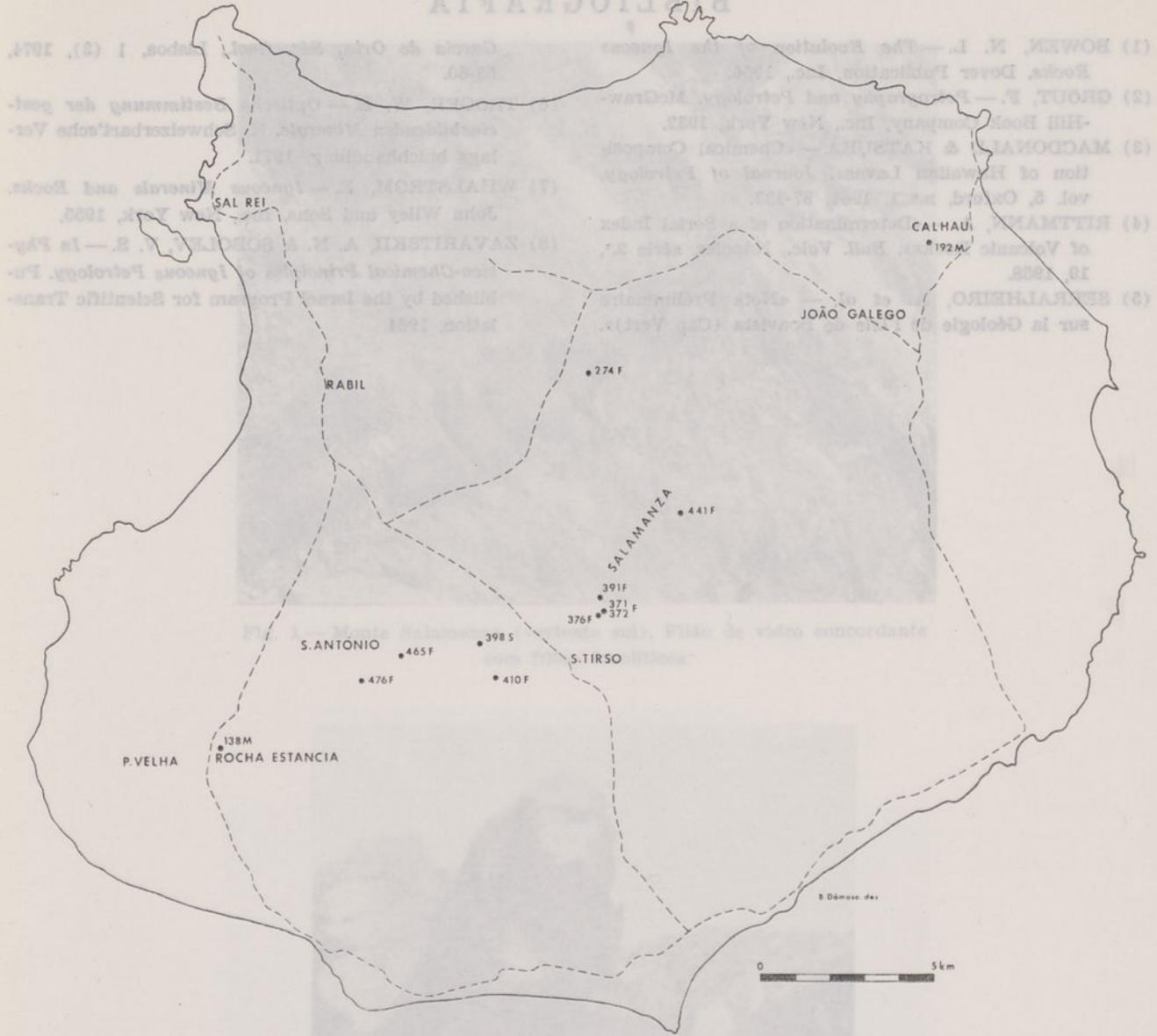


Fig. 5 — Localização dos afloramentos das rochas vitreas estudadas (F — filões; M — base de escoadas fonolíticas; S — bloco solto)

QUADRO V

Índice de peralcalinidade ($IP = Na_2O + K_2O / Al_2O_3$) em valores moleculares

Amostragem	IP
B-192	0,77
B-371	1,01
B-398	1,02
B-476	0,87
B-274	0,92
B-465	1,02

IP > 1 — Rochas peralcalinas (agpaiticas).
 IP ≤ 1 — Rochas alcalinas (miasquíticas normais).

5 — AGRADECIMENTOS

Os autores agradecem ao Dr. João Pacheco, ex-investigador da Junta de Investigações Científicas do Ultramar, a colaboração prestada na determinação das densidades das rochas. Agradecem igualmente ao Prof. J. Fúster Casas e seus colaboradores as facilidades concedidas no Departamento de Petrologia e Goequímica da Universidade de Madrid, que permitiram a elaboração dos cálculos e diagramas petroquímicos.

BIBLIOGRAFIA

- (1) BOWEN, N. L. — *The Evolution of the Igneous Rocks*. Dover Publication, Inc., 1956.
- (2) GRÖUT, F. — *Petrography and Petrology*. McGraw-Hill Book Company, Inc., New York, 1932.
- (3) MACDONALD & KATSURA — «Chemical Composition of Hawaiian Lavas». *Journal of Petrology*, vol. 5, Oxford, n.º 1, 1964, 87-133.
- (4) RITTMANN, A. — «Determination of a Serial Index of Volcanic Rocks». *Bull. Volc.*, Nápoles, série 2.ª, 19, 1958.
- (5) SERRALHEIRO, A. et al. — «Note Préliminaire sur la Géologie de l'Isle de Boavista (Cap Vert)». *Garcia de Orta, Sér. Geol.*, Lisboa, 1 (3), 1974, 53-60.
- (6) TRÖGER, W. E. — *Optische Bestimmung der gesteinsbildenden Minerale*. E. Schweizerbart'sche Verlags bulchhandlung, 1971.
- (7) WHALSTROM, E. — *Igneous Minerals and Rocks*. John Wiley and Sons, Inc., New York, 1955.
- (8) ZAVARITSKII, A. N. & SOBOLEV, V. S. — *In Physico-Chemical Principles of Igneous Petrology*. Published by the Israel Program for Scientific Translation, 1964.

Fig. 3 — Diagrama de variação linear SiO₂/Alcális (Macdonald & Katsura, 1964)

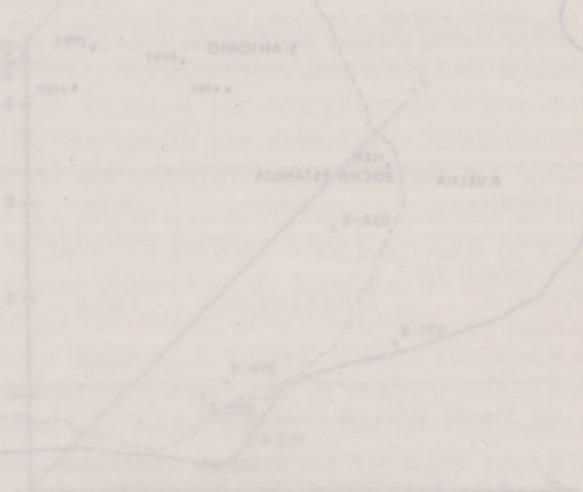


Fig. 2 — Diagrama de variação linear SiO₂/Alcális (Macdonald & Katsura, 1964)

QUADRO V
Índice de variação linear SiO₂/Alcális

Índice de variação linear SiO ₂ /Alcális	Rochas vitreas (estações)		Rochas alcalinas (estações normais)	
	1	2	1	2
0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
0.10	0.10	0.10	0.10	0.10
0.20	0.20	0.20	0.20	0.20
0.30	0.30	0.30	0.30	0.30
0.40	0.40	0.40	0.40	0.40
0.50	0.50	0.50	0.50	0.50
0.60	0.60	0.60	0.60	0.60
0.70	0.70	0.70	0.70	0.70
0.80	0.80	0.80	0.80	0.80
0.90	0.90	0.90	0.90	0.90
1.00	1.00	1.00	1.00	1.00



Fig. 1 — Monte Salamanca (vertente sul). Filão de vidro concordante com filões fonolíticos



Fig. 2 — Monte Salamanca. Filão de vidro (V) que recorta rochas fonolíticas filonianas (F)

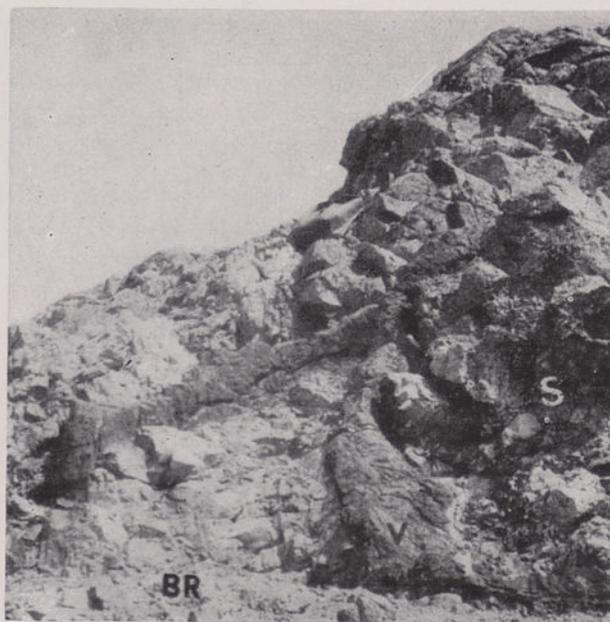


Fig. 1 — Monte Salamanza. Filões de vidro (V), anastomosados, que atravessam brecha vulcânica (BR) com elementos de sienito (S)



Fig. 2 — Monte Calhau (vertente sul). Material vitreo (V), parcialmente coberto por depósito de vertente (DV), que parece constituir a base de escoadas fonolíticas da série do Pico Forcado (F)

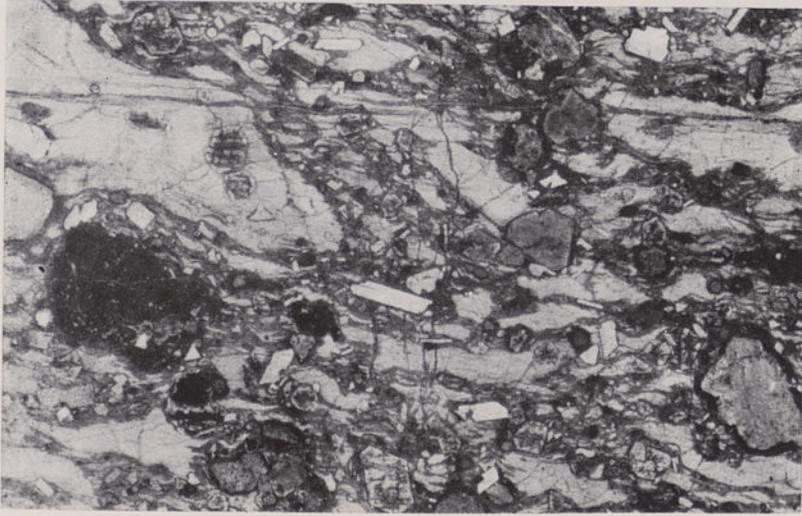


Fig. 1 — Rocha Estância (amostra B-138). Rocha vitrea brechóide com elementos de rocha microlítica e mesóstase vítrea fluidal e alguns fenocristais de sanidina, nefelina e haüyna. (Luz natural, $\times 5$)

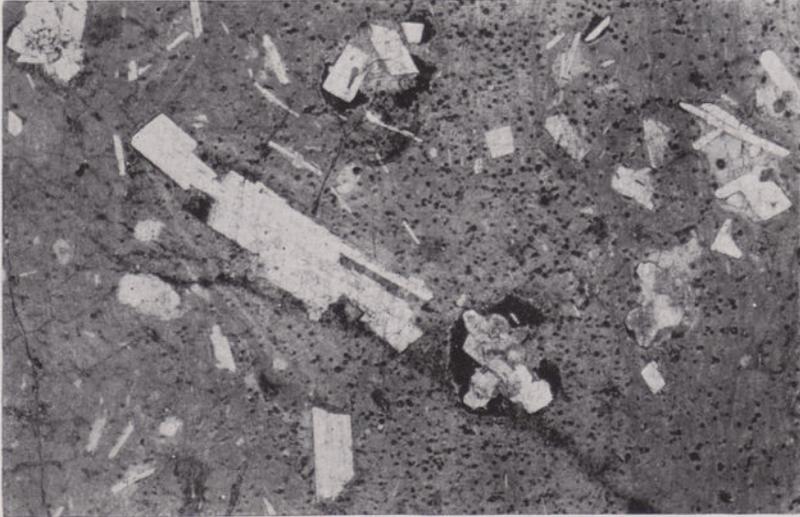


Fig. 2 — Pico Estância (amostra B-274). Cristais de sanidina e nefelina em mesóstase vítrea. (Luz natural, $\times 5$)

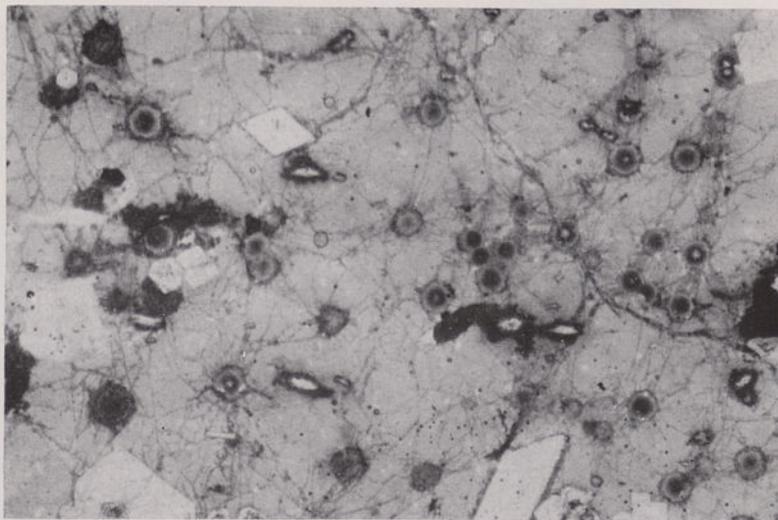


Fig. 1—Monte Salamanca (amostra B-371). Da mesóstase vítrea destacam-se cristais de sanidina e nefelina. Observa-se grande número de fendas de retracção e esferólitos. (Luz natural, $\times 10$)

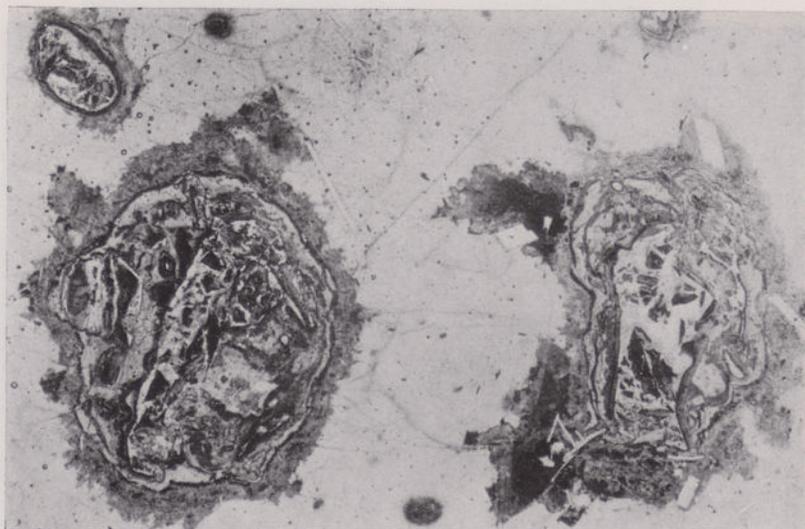


Fig. 2—Santo Tirso (amostra B-398). Vidro incolor mostrando fracturação e vacúolos preenchidos por minerais do grupo dos zeólitos. (Luz natural, $\times 5$)

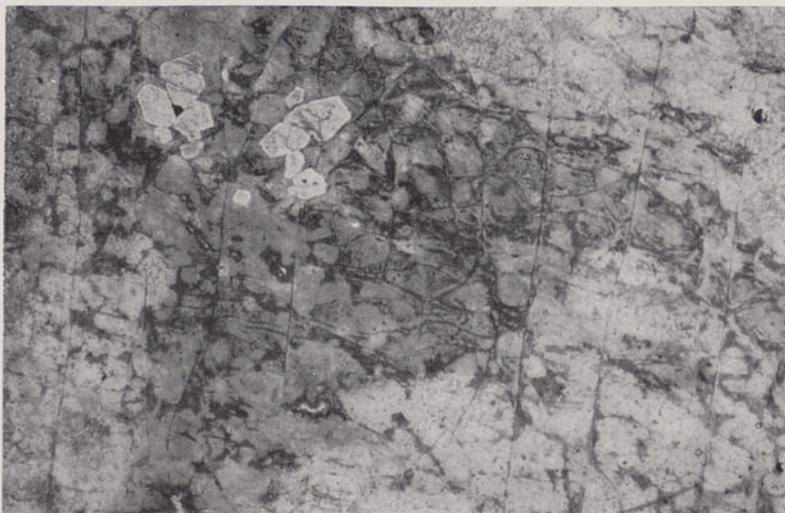


Fig. 1 — Monte Salamanza (amostra B-441). No seio do vidro castanho-claro vê-se uma mancha de vidro de cor mais carregada contendo cristais de nefelina envolvidos por uma bainha de vidro incolor. (Luz natural, $\times 10$)



Fig. 2 — Santo António (amostra B-465). Numerosas fendas de retracção isolam áreas de vidro onde se iniciam desvitrificações. (Luz natural, $\times 10$)

Mineralogia da fracção arenosa de sedimentos do canal de Moçambique

M. H. BASTO MENDES

Laboratório de Estudos Petrológicos e Paleontológicos do Ultramar
(Junta de Investigações Científicas do Ultramar)

(Recebido em 19-VIII-1975)

Apresentam-se os resultados do exame mineralógico da fracção arenosa de sedimentos do canal de Moçambique. Verificou-se que todas as amostras estudadas possuem, entre os minerais pesados, hornblenda verde e hiperstena, sendo frequente encontrar granada, micas, tremolite, hornblenda castanha, epidoto e esfena. Em menor número de amostras foram ainda identificados, em pequena quantidade, estaurolite, turmalina, zircão, andaluzite, distena, rútilo e vidro vulcânico. A fracção leve é constituída, em todas as amostras, por quartzo e feldspato. A maioria destes minerais é derivada do continente africano e de Madagáscar, havendo, contudo, alguma contribuição vulcânica, submarina.

This paper presents the results of the mineralogical study of the sand fraction of sediments from the Mozambique channel. It was found that all the samples examined show green hornblende and hypersthene, and, the most part of them, also garnet, mica, tremolite, brown hornblende, epidote and sphene. In minor amounts staurolite, tourmaline, zircon, andalusite, kyanite, rutile and volcanic glass, are also present. The light fraction is very similar in all the samples, consisting of feldspar and quartz. The majority of minerals are derived from Africa and Madagascar but a minor contribution from submarine volcanism is apparent.

1 — INTRODUÇÃO

Contribuindo para a Expedição Internacional do Oceano Índico, efectuou o navio hidrográfico *Almirante Lacerda*, do Instituto Hidrográfico da Marinha Portuguesa, quatro cruzeiros oceanográficos no canal de Moçambique. Para posterior estudo sedimentológico, no decorrer de dois desses cruzeiros (AL2/64 e AL3/65) foram colhidas amostras de sedimentos do fundo do canal, quer por sondagens efectuadas com tubo amostrador (*carottier*) do tipo Phleger, de 60 cm de comprimento, quer por recolha com draga do tipo *orange-peel*.

As amostras colhidas nos cruzeiros AL2/64 e AL3/65 foram confiadas ao L. E. P. P. U. para estudo.

Este trabalho apresenta os resultados de alguns dos estudos realizados sobre o material

acima referido, nomeadamente a análise mineralógica da fracção arenosa ($>62 \mu$) de 35 amostras, as mais ricas em material arenoso, sendo 28 extraídas de testemunhos e 5 de material recolhido pela draga. Em quatro casos foram retiradas duas amostras do mesmo testemunho, a profundidades diferentes. Foram também colhidas duas amostras de areia de praia, no Macuti (Beira) e em Porto Amélia, que foram estudadas em conjunto para comparação.

A localização das amostras é indicada na fig. 1 (1) e no quadro I, onde também se fornecem outros elementos sobre as amostras.

(1) A carta foi compilada em 1970 por J. T. Pacheco, J. H. Monteiro e M. H. Basto, com base em trabalhos do Serviço Hidrográfico da África do Sul, na carta 401 do Instituto Hidrográfico, em cartas do Almirantado Britânico, em cartas do Serviço Hidrográfico Americano e em ele-

QUADRO I
Localização das amostras

Estação	Amostra	Latitude	Longitude	Profundi- dade do mar (metros)	Profundi- dade abaixo do fundo do mar (centi- metros)	Tipo de amostra	Ambiente fisiográfico
19	S8	20° 25' S	35° 52' E	60	—	Dragagem	Plataforma.
20	S9	20 14	35 24	30	—	Dragagem	Plataforma.
20-A	S10	19 58	36 03	60	—	Dragagem	Plataforma.
21	C11/2, 4-14	19 56	36 35	810	4-14	Testemunho	Vertente.
23	C12/1, 10-20	19 58	38 40	2400	10-20	Testemunho	Rampa.
27	C13/1, 10-20	20 07	43 00	2220	10-20	Testemunho	Rampa (a).
27	C13/3, 30-39	20 07	43 00	2220	30-39	Testemunho	Rampa (a).
33	C17/1, 10-20	16 18	41 02	2280	10-20	Testemunho	Rampa.
33	C17/1, 40-50	16 18	41 02	2280	40-50	Testemunho	Rampa.
34	C18/1, 1-10	16 21	42 03	2310	1-10	Testemunho	Crista submarina.
34	C18/1, 30-40	16 21	42 03	2310	30-40	Testemunho	Crista submarina.
37	C19/1, 0-4,5	14 49	41 22	2820	0-4,5	Testemunho	Rampa.
38	C20/1, 0-8	14 25	41 00	1420	0-8	Testemunho	Vertente/rampa.
44	C23/1, 20-27	11 32	40 55	1360	20-27	Testemunho	Vertente/rampa.
45	C24/6, 20-30	17 50	39 16	2180	20-30	Testemunho	Rampa.
46	C25/1, 10-20	19 06	38 22	1990	10-20	Testemunho	Rampa.
47	C26/1, 20-30	20 28	37 36	2300	20-30	Testemunho	Rampa.
48	C27/1, 0-10	22 34	36 18	1200	0-10	Testemunho	Vertente.
48	C27/2, 30-40	22 34	36 18	1200	30-40	Testemunho	Vertente.
6	C36/1, 1-4	25 02	37 37	3410	1-4	Testemunho	Canal abissal.
57	C38/1, 1-4	25 13	34 55	116	1-4	Testemunho	Plataforma.
55	C40/1, 1-4	24 11	36 21	2060	1-4	Testemunho	Vertente.
54	C41/1, 2-5	23 41	37 04	2725	2-5	Testemunho	Vertente.
53	C42/1, 3-6	23 04	38 01	3175	3-6	Testemunho	Planície abissal.
51	C44/1, 2-5	21 39	36 27	1495	2-5	Testemunho	Vertente.
50	C45/1, 2-4	20 53	35 59	930	2-4	Testemunho	Vertente.
49	S46	20 24	35 38	32	—	Dragagem	Plataforma.
19	S47	20 17	35 52	65	—	Dragagem	Plataforma.
18	C49/1, 2-4	20 33	36 23	1325	2-4	Testemunho	Vertente.
15	C52/1, 2-4	22 09	39 16	2620	2-4	Testemunho	Montanha subma- rina.
14	C53/1, 2-4	22 33	40 10	3155	2-4	Testemunho	Sopé de montanha submarina.
58	C54/1, 2-4	23 35	39 55	3200	2-4	Testemunho	Planície abissal.
8	C55/1, 2-4	24 39	39 47	3565	2-4	Testemunho	Planície abissal.
Macuti, Beira	S199	19 46	34 54	—	—	Superfície	Praia.
Porto Amélia	S200	13 00	40 33	—	—	Superfície	Praia.

(a) Rampa continental de Madagáscar.

A pequena densidade da amostragem efectuada não permite generalizar os resultados obtidos, pelo que este trabalho tem, necessariamente, índole fundamentalmente descritiva.

2 — MÉTODOS

Com o auxílio de uma serra eléctrica cortaram-se os testemunhos ao meio, no sentido lon-
mentos colhidos nos cruzeiros do navio hidrográfico *Almi-
rante Lacerda*, AL1/64, AL2/64, AL3/65 e AL4/66.

gitudinal, tendo-se arquivado uma das metades e preparado a outra para estudo, começando por se alisar a superfície com lixa, polindo-a seguidamente com um pano para tornar mais nítida a estrutura e possibilitar o estudo macroscópico. Efectuado este, foram retiradas amostras de cada testemunho, com o peso aproximado de 10 g. Estas foram mergulhadas numa solução de água oxigenada a 60 volumes, durante cinco horas, a frio, e em banho-maria durante três horas, o que permitiu uma total desagregação do material. Eliminou-se o *CINa* por sucessivas lavagens

com água destilada, através de um filtro de membrana.

Utilizando uma solução peptizante (hexame-tafosfato de sódio 0,6/1000 cm³), efectuou-se a lavagem das amostras através do peneiro ASTM n.º 230 com 62 µ de abertura das malhas. Assim a areia (ø > 62 µ) ficou retida no peneiro, foi seca na estufa e pesada. O material mais fino, silte e argila (ø < 62 µ), em suspensão na solução peptizante, foi recolhido para posterior separação e estudo.

As fracções arenosas foram ainda tratadas com HCl a 15% para eliminar os carbonatos. Depois de lavadas e secas à estufa foram pesadas novamente.

Para o estudo das areias de praia (S199 e S200) e das areias recolhidas pela draga (S8, S9, S10, S46 e S47) foi retirada por quartagem, de cada amostra, uma toma de cerca de 10 g, que, depois de tratada com HCl a 15%, lavada com água destilada e seca na estufa a 100°C, voltou a ser pesada.

Procedeu-se em seguida, para todas as fracções arenosas tratadas, à separação dos minerais em dois grupos de densidade diferente, por imersão em bromofórmio de densidade 2,80, tendo-se obtido para cada amostra uma fracção leve (d < 2,80) e uma fracção pesada (d > 2,80).

As fracções assim obtidas foram montadas em lâminas de vidro com bálsamo-do-canadá.

Os minerais presentes em cada lâmina foram identificados ao microscópio petrográfico e, segundo a técnica descrita por Doeglas (1940), contados 100 grãos transparentes não alterados.

A fracção pesada (d > 2,80) de algumas amostras continha poucos grãos, que foram contados na totalidade. A partir destas contagens calcularam-se as percentagens dos diferentes tipos de grãos.

3 — RESULTADOS

No quadro II estão compilados os teores em areia total e areia solúvel em HCl das amostras estudadas que permitem uma avaliação da riqueza em carbonatos, ou seja, da contribuição orgânica na fracção arenosa.

Os quadros III e IV apresentam os resultados das análises mineralógicas em termos de percentagens relativas de minerais pesados e leves, os quais são também representados graficamente na fig. 1.

Todas as amostras estudadas mostraram possuir, entre os minerais pesados, horneblenda verde e hiperstena. Outros minerais frequente-

QUADRO II
Teor das amostras em areia

Amostra	Percentagem de areia total na amostra (fracção > 62 µ)	Percentagem de areia solúvel em HCl na amostra	Percentagem de areia insolúvel em HCl na amostra
S8	100,0	18,2	81,8
S9	100,0	8,1	91,9
S10	100,0	16,1	83,9
C11/2, 4-14 ...	34,5	9,0	25,5
C12/1, 10-20 ...	9,8	9,6	0,2
C13/1, 10-20 ...	8,5	8,4	0,1
C17/1, 10-20 ...	4,3	1,9	2,4
C17/1, 40-50 ...	5,4	3,5	1,9
C18/1, 1-10 ...	12,4	12,3	0,1
C18/1, 30-40 ...	11,6	11,3	0,3
C19/1, 0-4,5 ...	3,1	1,6	1,6
C20/1, 0-8 ...	36,9	31,0	5,9
C23/1, 20-27 ...	5,0	3,2	1,8
C24/6, 20-30 ...	3,5	3,4	0,1
C25/1, 10-20 ...	3,2	3,2	0,1
C26/1, 20-30 ...	32,7	26,2	6,5
C27/1, 0-10 ...	29,6	27,2	2,4
C27/2, 30-40 ...	10,5	9,5	1,0
C36/1, 1-4 ...	11,1	10,6	0,5
C38/1, 1-4 ...	41,4	24,3	17,1
C40/1, 1-4 ...	6,8	2,9	4,0
C41/1, 2-5 ...	9,8	9,5	0,3
C42/1, 3-6 ...	39,6	39,1	0,6
C44/1, 2-5 ...	14,3	11,2	3,1
C45/1, 2-4 ...	8,0	5,9	2,1
S46	100,0	7,5	92,5
S47	100,0	70,4	29,6
C49/1, 2-4 ...	22,7	14,8	7,9
C52/1, 2-4 ...	20,5	19,7	0,8
C53/1, 2-4 ...	6,2	5,7	0,5
C54/1, 2-4 ...	12,1	12,0	0,1
C55/1, 2-4 ...	13,1	12,1	1,0
S199... ..	100,0	2,4	97,6
S200... ..	100,0	22,3	77,7

mente encontrados foram a granada (incolor e rosa, por vezes com figuras de arrancamento características), micas (moscovite e biotite), tremolite, horneblenda castanha, epidoto (verde e incolor) e esfena. Presentes em menor número de amostras, foram ainda identificados estauro-lite, turmalina (verde, castanha, azul e rosa), zircão (incolor e rosa, por vezes bastante alterado), andaluzite, distena, rútilo (vermelho-escuro) e vidro vulcânico (castanho, com índice de refração superior ao índice do bálsamo-do-canadá). Todos estes minerais apresentam características normais, pelo que não se faz a sua descrição.

Também foram contados os grãos não identificáveis devido ao seu estado de alteração (alterites), assim como os minerais de densidade

QUADRO III
Percentagens relativas dos minerais pesados

Amostra	Alterites (a)	Opacos (a)	Transparentes (a)	Hornblenda verde (b)	Hiperstena (b)	Granada (b)	Moscovite (b)	Biotite (b)	Tremolite (b)	Hornblenda castanha (b)	Epidoto (b)	Estena (b)	Estaurrolite (b)	Turnalina (b)	Zircão (b)	Andaluzite (b)	Distena (b)	Rátito (b)	Vidro vulcânico (b)
S8	7	2	91	3	74	7	—	—	—	—	16	—	—	—	—	—	—	—	—
S9	2	13	85	27	16	6	—	—	3	—	31	2	—	—	—	—	—	—	—
S10	2	8	90	31	8	3	4	—	2	—	26	3	4	—	—	—	—	—	—
C11/2, 4-14	2	1	97	40	7	2	22	16	6	1	—	5	1	—	—	—	—	—	—
C12/1, 10-20	1	4	95	40	12	3	16	17	4	2	—	4	—	—	—	—	—	—	—
C13/1, 10-20	9	23	68	36	3	3	25	28	3	—	—	3	—	—	—	—	—	—	—
C13/3, 30-39	2	7	91	42	9	1	23	14	3	—	2	1	—	—	—	—	—	—	—
C17/1, 10-20	3	6	91	17	6	3	24	19	3	15	5	—	—	—	3	—	—	—	—
C17/1, 40-50	4	7	89	13	12	1	34	21	3	3	—	7	—	—	—	—	—	—	—
C18/1, 1-10	1	8	91	10	2	—	54	32	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
C18/1, 30-40	3	4	93	11	7	1	18	63	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
C19/1, 0-4,5	1	8	91	25	18	1	11	37	2	3	—	2	—	—	1	—	—	—	—
C20/1, 0-8	3	3	94	31	19	9	6	19	4	3	—	6	—	—	2	—	—	—	—
C23/1, 20-27	3	31	66	21	17	3	26	21	2	3	2	5	—	—	—	—	—	—	—
C24/6, 20-30	15	31	54	28	6	6	28	—	6	8	8	—	—	—	—	—	—	—	—
C25/1, 10-20	9	10	81	20	9	3	35	23	3	—	2	—	—	—	—	—	—	—	—
C26/1, 20-30	14	9	77	20	18	1	23	24	4	3	4	—	—	—	—	—	—	—	—
C27/1, 0-10	9	6	85	21	21	1	20	19	5	—	9	1	—	—	—	—	—	—	—
C27/2, 30-40	13	8	79	20	24	1	21	19	7	—	5	1	—	—	—	—	—	—	—
C36/1, 1-4	10	21	69	14	17	—	39	14	3	5	—	5	—	—	—	—	—	—	—
C38/1, 1-4	4	5	91	29	37	2	5	3	16	5	—	3	—	—	—	—	—	—	—
C40/1, 1-4	10	8	82	30	22	5	6	3	21	7	3	2	—	—	—	—	—	—	—
C41/1, 2-5	5	10	85	11	16	3	27	32	6	1	2	1	—	—	—	—	—	—	—
C42/1, 3-6	7	4	89	17	20	—	26	26	6	—	—	4	—	—	—	—	—	—	—
C44/1, 2-5	3	4	93	12	20	1	21	28	3	—	5	7	—	—	—	—	—	—	—
C45/1, 2-4	6	5	89	21	17	5	26	11	8	8	5	—	—	—	—	—	—	—	—
S46	1	16	83	17	27	8	—	—	—	—	38	—	—	—	—	—	—	—	—
S47	4	24	72	30	30	5	—	—	—	—	16	—	—	—	—	—	—	—	—
C49/1, 2-4	6	2	92	21	8	1	15	29	9	2	4	—	—	—	—	—	—	—	—
C52/1, 2-4	9	12	79	17	6	—	28	28	5	5	—	9	—	—	—	—	—	—	—
C53/1, 2-4	22	37	41	18	9	—	46	—	—	18	—	9	—	—	—	—	—	—	—
C54/1, 2-4	7	21	72	10	7	5	19	24	2	29	5	—	—	—	—	—	—	—	—
C55/1, 2-4	11	32	58	5	9	—	18	32	—	27	5	—	—	—	—	—	—	—	—
S199	1	10	89	4	21	6	—	—	—	—	30	—	—	—	—	—	—	—	—
S200	—	72	28	6	8	8	—	—	—	—	36	—	—	—	—	—	—	—	—

(a) Percentagens relativamente à fracção pesada, > 62 µ, tratada pelo HCl.
(b) Percentagens relativas dos diferentes minerais pesados transparentes.

QUADRO IV
 Percentagens relativas dos minerais leves

Amostra	Quartzo	Feldspato (+)	Feldspato (-)
S8	45	35	20
S9	54	21	25
S10	39	37	24
C11/2, 4-14	37	38	26
C12/1, 10-20	31	38	30
C13/1, 10-20	32	34	35
C13/3, 30-39	30	21	49
C17/1, 10-20	38	33	29
C17/1, 40-50	28	33	38
C18/1, 1-10	24	49	27
C18/1, 30-40	31	40	29
C19/1, 0-4,5	23	56	21
C20/1, 0-8	29	45	26
C23/1, 20-27	41	33	26
C24/6, 20-30	42	33	25
C25/1, 10-20	46	33	21
C26/1, 20-30	35	39	27
C27/1, 0-10	38	40	23
C27/2, 30-40	39	31	30
C36/1, 1-4	32	22	46
C38/1, 1-4	43	31	26
C40/1, 1-4	38	42	20
C41/1, 2-5	33	33	33
C42/1, 3-6	32	40	29
C44/1, 2-5	38	33	29
C45/1, 2-4	28	46	27
S46	62	34	4
S47	52	38	10
C49/1, 2-4	40	33	27
C52/1, 2-4	28	37	35
C53/1, 2-4	29	33	38
C54/1, 2-4	38	45	17
C55/1, 2-4	26	28	45
S199	49	24	27
S200	44	31	25

superior a 2,80, opacos, não identificáveis ao microscópio petrográfico em luz transmitida (opacos).

Como se vê no quadro IV, todas as amostras têm composição qualitativa idêntica no que respeita aos minerais leves: feldspato e quartzo.

Entre os feldspatos distinguiu-se nas contagens um tipo com índice de refração superior ao do bálamo (feldspato +), que provavelmente corresponde a plagioclase intermédia ou cálcica, e um tipo com índice inferior ao do bálamo (feldspato —), que deverá corresponder a feldspato potássico e/ou plagioclase sódica. A presença de feldspato potássico sob a forma de microclina foi reconhecida na maioria das amostras estudadas pela observação de grãos com a macla característica.

Deve fazer-se uma referência especial ao facto de estar presente uma quantidade aparentemente

excessiva de feldspatos. Por ser pouco habitual este caso, recorreu-se a uma determinação semi-quantitativa por difractometria de raios X, que confirmou os resultados obtidos por contagem directa ao microscópio petrológico. Este facto não é inédito, pois Girdley & White (1974) já tinham detectado a ocorrência de abundante feldspato relativamente à percentagem de quartzo numa amostra localizada imediatamente a sul do canal de Moçambique (29° 31,78' S, 37° 28,48' E).

Relativamente à proveniência da maior parte dos minerais identificados, considera-se que derivam das rochas que constituem o continente africano e Madagáscar, rochas plutónicas, metamórficas e sedimentares.

A presença de minerais de origem vulcânica, como a horneblenda castanha e o vidro vulcânico, está relacionada certamente com a existência de vulcanismo submarino no canal, o que é sugerido pela própria topografia do fundo, que, nalguns locais, parece necessário explicar por acção vulcânica. Estão nestas condições os picos submarinos que constituem a ilha Europa, os baixos da Judia e o Hall Bank, bem como as irregularidades do talude, em frente a Lourenço Marques, designadas por banco Almirante Leite e, ainda, os alinhamentos de picos submarinos paralelos à costa de Moçambique, que se estendem para sul a partir do banco de S. Lázaro.

A distribuição das amostras contendo estes minerais de origem vulcânica correlaciona-se razoavelmente com a localização dos acidentes topográficos referidos.

Observa-se ainda a presença simultânea de minerais estáveis (moscovite, epidoto, estauro-lite, granada, turmalina, esfena, zircão, distena, rútilo) e minerais moderadamente estáveis (biotite, horneblenda, tremolite, hiperstena, andaluzite); estes últimos devem ter uma origem primária, enquanto os primeiros terão passado por vários ciclos sedimentares.

Verifica-se que a quantidade relativa de micas existentes nas amostras tende a aumentar com a distância destas à costa (figs. 2 e 3). O efeito explica-se pela facilidade com que estes minerais, devido ao seu hábito tabular, são mantidos em suspensão, o que permite o transporte até distâncias maiores da origem do que para outros minerais de dimensão semelhante, mas hábito diferente. A relação é mais nítida para a moscovite, o que se relaciona provavelmente com a sua maior estabilidade química.

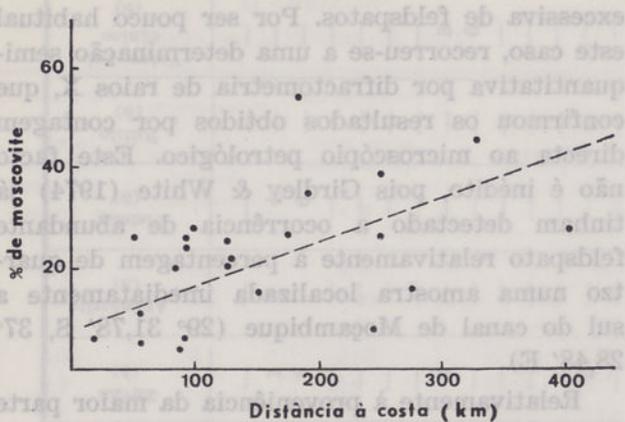


Fig. 2 — Variação do teor em moscovite com a distância à costa

4 — AGRADECIMENTOS

Desejo manifestar o meu reconhecimento ao colega Dr. João Telo Pacheco, que encaminhou os meus estudos no ramo da sedimentologia e

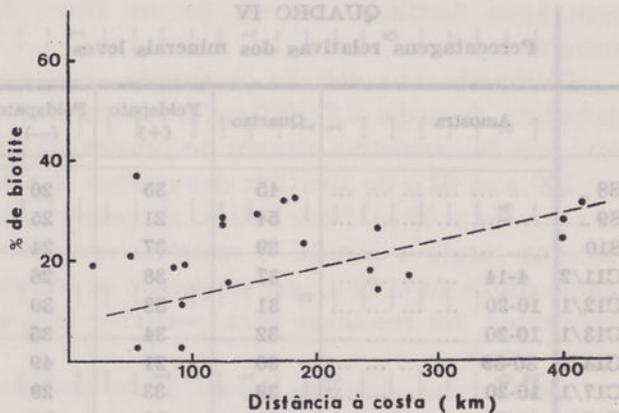


Fig. 3 — Variação do teor em biotite com a distância à costa

me deu o apoio necessário para a realização deste trabalho, orientando-o e fazendo a leitura crítica do manuscrito.

À Sr.^a Eng.^a Maria Ondina Figueiredo, que efectuou o estudo radiocristalográfico de algumas amostras, agradeço a colaboração prestada.

BIBLIOGRAFIA

DOEGLAS, D. J. — «The importance of heavy mineral analysis for regional Sedimentary Petrology». *Nat. Res. Council, Comitee on Sedimentation Rep.*, Washington, App. P, Exib. G, 1940, 102-121.
 DUPLAIX, Solange — *Détermination microscopique des minéraux des sables*. Paris, Librairie Polytechnique Ch. Béranger, 1958, 96 p.
 GIRDLEY, W. A. & WHITE, Stan M. — «Preliminary study of terrigenous minerals: light and heavy mine-

ralogy of selected cores, Deep Sea Drilling Project, Leg 25», in SIMPSON, E. S. W., SCHLICH, R. *et al.* *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*. Washington, U. S. Government Printing Office, 25, 1974, 431-439.
 MILNER, Henry B. — *Sedimentary Petrography*. London, George Allen & Unwin, 1962, 715 p.
 PETTIJOHN, F. J. — *Sedimentary Rocks*. New York, Harper & Brothers, 1957, 718 p.

Alkaline-calcic metasomatic undersaturated rocks associated with alkaline-carbonatitic complexes of Santiago (Cape Verde islands)

L. CELESTINO SILVA

L. E. P. P. U., Junta de Investigações Científicas do Ultramar

M. O. FIGUEIREDO

L. T. F. Q. A. M. P., Junta de Investigações Científicas do Ultramar

(Recebido em 28-VI-1976)

The occurrence of an alkaline-calcic metasomatic undersaturated formation is described, which is associated with alkaline-carbonatitic complexes in Santiago Island, Cape Verde. The assemblage of secondary calcium silicates includes hydrogrossular, vesuvianite, xonotlite and wollastonite. This formation is supposed to have originated from ijolitic alkaline rocks by calcic metasomatism, at moderate temperatures (400-500°C) and at total pressures of a few kilobars. The metasomatic rock is compared with rodingites, and the source of the CaO necessary to transform the augitic pyroxene into hydrogrossular together with the latter evolution of this mineral, are discussed.

Descreve-se a ocorrência duma formação metassomática alcalino-cálcica, subsaturada, associada a complexos alcalino-carbonatíticos da ilha de Santiago (Cabo Verde). A paragénesis de silicatos de cálcio secundários inclui hidrogrossulária, vesuvianite, xonotlite e wollastonite. Admite-se que aquela formação se tenha originado por metassomatose cálcica de rochas alcalinas da série urtito-jacupranguito (predominantemente rochas ijolito-melteigíticas), a temperaturas moderadas (400-500°C) e a pressões globais de algumas quilobarias. Compara-se esta rocha metassomática com as rodingites e discutem-se as prováveis fontes de CaO necessário para a transformação da piroxena de tipo augítico em hidrogrossulária e posterior evolução deste mineral.

INTRODUCTION

During field work conducted by the Missão Geológica de Cabo Verde (1) several outcrops of granular rocks have been detected in Santiago island, associated with the oldest eruptive complex recorded up to now in that island (Missão Geológica de Cabo Verde, 1967, 1969, 1970, unpublished reports). These outcrops are small bodies — the largest occupies an area of about

0,45 km² — intruding a dense and complex dyke network essentially of basic composition, in which phonolitic and trachy-phonolitic pipes are not uncommon, and with which volcanic breccias of identical composition are associated.

Among these outcrops, special mention is made of those from Monte Pensamento, Monte Gonçalo Afonso, Ribeira de São Filipe, Ribeira do Forno (Figueira de Portugal area), Aldeia de Santa Ana, Ribeira dos Engenhos, Monte Alto de Deus-É-Grande (Ribeirão Manuel area), Ribeira do Charco and Ribeira da Barca, due to their dimensions and field relationship towards the surrounding rocks. The last two are almost entirely of carbonatite (Alves *et al.*, 1971); the

(1) Group formed by geologists from the Laboratório de Estudos Petrológicos e Paleontológicos do Ultramar (Junta de Investigações Científicas do Ultramar) and the Faculty of Science (University of Lisbon).

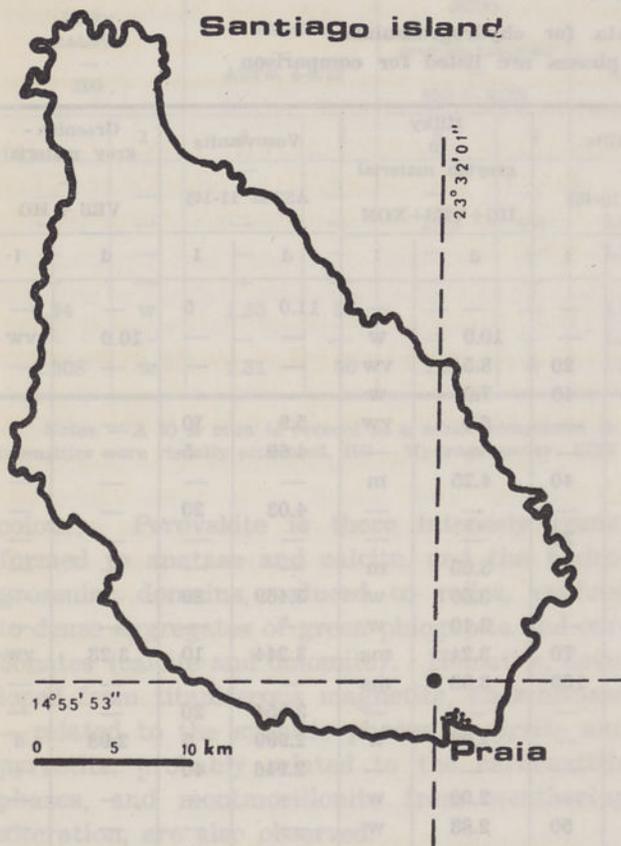


Fig. 1—●—Situation of the Monte Pensamento outcrop

In the old dyke Complex, which forms the main part of the structure intruded by the granular rocks, dykes were detected identical in mineralogical composition to those transecting the granular rocks.

Tectonic effects such as faults, with more or less developed shear zones and with or without rejection zones, and fractures, were observed throughout the outcrop.

ALKALINE-CALCIC METASOMATIC ROCK

The metasomatite outcrop covers an area of about 200 m × 120 m. The secondary calcium silicates, essentially «hydrogrossular», are quite homogeneously distributed, but domains with ijolite-melteigitic composition are sparsely found (relics of the 1st intrusive phase) preserved from the hydrogrossularization phenomena, and gradually changing to the metasomatic rock.

The outcrop is bounded at W, S and E by the apatite-biotite rich ijolite-melteigitic formation (2nd intrusive phase), locally with igneous breccia structure, originated by the injection of analcime-nepheline syenites of the 3rd and 4th intrusive phases (plate I, figs. 1 and 2). The northern contact is not easily observed. The

nearby formations are volcanic breccias, mainly basic and locally recemented by carbonatitic material possibly of the same generation as most of the carbonatite dykes, and the old dyke Complex intensively recovered by eluvial material.

The metasomatite shows varied structural and mineralogical aspects, with pegmatitic and aplitic domains (plate II, fig. 1) intimately associated with banded structures of heterogeneous granularity (plate II, fig. 2). These structures are evident through all the outcrop and originated by the metasomatic phenomena affecting the pre-existent formation (ijolite-melteigitic rocks of the 1st intrusive phase). Breccia-like structures are common due to profuse nepheline-rich veinlets and pockets and to the irregular development of «hydrogrossular»-rich diffuse zones associated to dikelets of analcime-nepheline microsyenites (plate III, figs. 1 and 2). These structures are supposed to have formed by metasomatic processes during the development of the 1st intrusive phase and therefore preceding hydrogrossularization.

Petrographic study of the metasomatite showed that it is mainly formed by a brownish anisotropic material and nepheline more or less altered to sericitic aggregates. Perovskite, schorlomite-melanite garnets, clinopyroxenes (ferrosalite-, salite- and augite-types) and titaniferous magnetite are also frequent; apatite is less common and sphene is scarcely observed. The X-ray study of the brownish material («hydrogrossular») revealed an intimate mixture of hydrogrossular and vesuvianite, frequently associated with small quantities of a 10 Å mica — phlogopite, as shown by electron microprobe analysis (2) — and xonotlite (table 1). These minerals seem to have formed from pyroxenes, possibly of augitic-type (plate IV, fig. 1). Suborthogonal lines are observed, in part inherited from the original pyroxene cleavage planes, along which phlogopite lamellae are preferentially developed.

«Hydrogrossular» domains show a milky to greyish colour in hand specimen (plate II, figs. 1 and 2), but whenever vesuvianite aggregates are dominant (plate V, figs. 1 and 2) the colour changes to greenish grey. Restricted areas exist associated with fracture zones where the metasomatic rock has a pale to intense greenish

(2) Determinations made by L. Garcia Cacho in the Department of Petrology and Geochemistry of Science Faculty of Madrid.

TABLE 1

X-ray diffraction powder data for «hydrogrossular».
A. S. T. M. values for pure standard phases are listed for comparison

Milky material — HG		Hibbschite — ASTM 4-0723		Milky to greyish material — HG + XON		Xonotlite — ASTM 10-488		Milky to greyish material — HG+VES+XON		Vesuvianite — ASTM 11-145		Greenish-grey material — VES + HG	
d	I	d	I	d	I	d	I	d	I	d	I	d	I
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	11.0	5	—	—
10.0	w	—	—	10.0	w	—	—	10.0	w	—	—	10.0	vw
—	—	—	—	—	—	8.5	20	8.5	vw	—	—	—	—
—	—	—	—	7.0	w	7.05	40	7.0	w	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	6.0	vw	5.9	10	—	—
4.50	vw	4.89	5	—	—	—	—	—	—	4.69	5	—	—
4.25	w	—	—	4.25	w	4.27	40	4.25	m	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	4.03	20	—	—
—	—	—	—	—	—	3.96	20	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	3.65	m	3.65	70	3.65	m	—	—	—	—
—	—	—	—	3.50	vw	—	—	3.50	w	3.469	20	—	—
3.38 b	w	—	—	3.40	vw	—	—	3.40	w	—	—	—	—
3.24	w	—	—	3.24	m	3.23	70	3.24	ms	3.244	10	3.23	vw
—	—	—	—	3.09	m	3.07	100	3.08	ms	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	3.054	20	—	—
2.99	s	3.00	80	2.98	m	—	—	2.98	w	2.999	5	2.98	s
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	2.946	40	—	—
2.90	w	—	—	2.90	w	—	—	2.90	w	—	—	—	—
—	—	—	—	2.83	w	2.83	50	2.83	w	—	—	—	—
2.76	w	—	—	—	—	—	—	2.76	ms	2.752	100	2.76	ms
—	—	—	—	—	—	2.71	40	—	—	—	—	—	—
2.68	vs	2.68	100	2.68	s	—	—	2.69	ms	—	—	2.68	ms
2.60	w	—	—	2.61	w	—	—	2.61	ms	2.593	80	2.61	ms
2.56	w	2.57	20	2.56	w	—	—	—	—	—	—	—	—
2.51	w	—	—	2.51	w	2.51	20	2.50 b	w	—	—	—	—
2.45	ms	2.46	50	2.45	m	—	—	2.45 b	w	2.452	50	2.45 b	ms
2.35	w	2.36	40	2.34	w	2.34	30	2.35 b	w	2.332	10 b	2.35	w
2.30	w	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	2.25	w	2.25	30	2.25	w	—	—	—	—
2.19	m	2.19	15	2.19	w	—	—	2.19	w	2.194	10	2.19	w
2.12	w	2.12	5	—	—	—	—	2.13	w	2.122	30	2.13	w
2.03	w	—	—	2.03	w	2.04	85	2.04	m	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1.997	10	—	—
1.94	m	1.95	60	1.94	m	1.95	85	1.94	m	1.960	5	1.94	w
1.89	w	1.85	5	1.90	w	—	—	1.90 b	w	1.882	10	1.83	w
—	—	—	—	1.86	w	—	—	—	—	—	—	—	—
1.83	w	—	—	1.83	w	1.84	40	1.84	w	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1.793	5	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1.762	20	—	—
1.75	vw	1.73	50	1.75	w	1.756	30	—	—	—	—	—	—
1.73	w	—	—	—	—	—	—	1.73	w	—	—	1.73	w
—	—	—	—	1.71	w	1.710	40	1.71	w	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	1.687	20	1.68 b	w	1.679	5	—	—
1.66	m	1.66	60	1.66	w	—	—	—	—	1.662	30	1.67 b	m
—	—	—	—	—	—	1.655	20	—	—	—	—	—	—
1.63	vw	—	—	—	—	1.639	20	1.63	m	1.621	60	1.63	m
1.60	s	1.61	80	1.60	ms	1.598	10	1.60	w	—	—	1.60	ms
—	—	—	—	—	—	1.575	20	1.57	w	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1.568	5	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1.556	10	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1.539	5	—	—
1.53	w	—	—	1.53	vw	—	—	—	—	1.525	5	1.53	w
—	—	—	—	—	—	1.519	30	—	—	—	—	—	—
1.50	w	1.50	50	1.50	w	—	—	—	—	1.495	10	—	—

Milky material — HG		Hibbschite — ASTM 4-0723		Milky to greyish material — HG + XON		Xonotlite — ASTM 10-488		Milky to greyish material — HG+VES+XON		Vesuvianite — ASTM 11-145		Greenish-grey material — VES+HG	
d	I	d	I	d	I	d	I	d	I	d	I	d	I
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1.476	5	—	—
—	—	—	—	1.43	vw	1.427	20	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	1.393	20	—	—	1.387	10	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1.374	5	—	—
1.34	w	1.35	50	—	—	1.348	10	—	—	1.345	10	—	—
—	—	—	—	—	—	1.319	10	—	—	—	—	—	—
1.308	w	1.31	50	1.31	w	1.306	20	—	—	—	—	1.31	vw

Notes. — A 10 Å mica is present as a minor component in all samples. The reported colours refer to hand-specimens. Relative intensities were visually estimated. HG — Hydrogrossular; XON — xonotlite; VES — vesuvianite.

colour. Perovskite is there intensely transformed to anatase and calcite, and the hydrogrossular domains, reduced to relics, evolved to dense aggregates of green phlogopite and carbonates (calcite and dolomite). Hematite, developed from titaniferous magnetite, anorthoclase — related to the syenitic phases —, pyrite and pyrrotite, probably related to the carbonatitic phases, and montmorillonite from weathering alteration, are also observed.

The generalized succession of the principal minerals in the course of metasomatite evolution is as follows:

Early	Late
Nepheline Augite Schorlomite-melanite garnets Sphene ↑ Perovskite Apatite Titaniferous magnetite	Sericite. Augite-rich pyroxene of the aegirine-aegirine-augite series. Calcite; dolomite. Anatase; calcite. Hematite.

The sequence of emplacement of the alkaline formations as well as the period of hydrogrossularization of pyroxenes in the 1st intrusive phase may be illustrated by a polished section of the igneous breccia reproduced in plate I, fig. 2. A jacupirangite relic (ja) of the 1st intrusive phase, where the pyroxene crystals are, in part, transformed into «hydrogrossular» (h), is enclosed within apatite-biotite-rich ijolite-

melteigitic rocks of the 2nd intrusive phase (m). The elements of the breccia are cemented, and in part assimilated, by analcime-nepheline syenite (SN) of the 3th intrusive phase. Along the contacts with the syenitic phase, the pyroxene crystals of the urtite-jacupirangitic formations (ferrosalite-, salite- and augite-types) frequently present irregular and discontinuous borders of intense green colour and composition close to the augite-rich members of the aegirine — aegirine-augite series.

Chemical analyses of the 1st and 2nd intrusive phase are compared in table 2 with the alkaline-

calcic metasomatite and with an average of ijolitic rocks.

The main chemical changes involved in the metasomatic processes are a decrease in SiO₂ and an enrichment in CaO. One might expect an increase in H₂O⁺ in the metasomatite due to the relative abundance of hydrated calcium silicates; the similarity of the listed values may be explained by the sericitization of nepheline in the remnant of the first intrusive phase and

TABLE 2
Chemical analyses of ijolite-melteigtitic
and metasomatic formations of Monte Pensamento area
compared with ijolitic rocks

	1	2	3	4
SiO ₂	45.56	40.76	42.58	36.48
Al ₂ O ₃	21.53	16.05	18.46	15.52
Fe ₂ O ₃	2.48	5.37	4.01	7.65
FeO	1.29	3.83	4.19	2.68
MgO	2.44	4.79	3.22	4.78
CaO	7.21	12.10	11.38	19.57
Na ₂ O	3.39	4.18	9.55	3.49
K ₂ O	7.31	3.75	2.55	2.93
TiO ₂	0.55	3.71	1.41	2.69
P ₂ O ₅	0.04	0.88	1.52	0.07
MnO	0.05	0.17	0.20	0.22
CO ₂	3.21	1.30	0.38	1.55
H ₂ O ⁺	3.83	2.48	0.55	2.07
H ₂ O ⁻	0.83	0.50	—	0.45
Total	99.72	99.87	100.00	100.15

1 — Ijolite-melteigtitic rock of the 1st phase.

2 — Ijolite-melteigtitic formation of the 2nd phase (average of 7 analyses).

3 — Average ijolitic rocks (11 analyses, after Nockolds, 1954, in Wedepohl, 1969).

4 — Alkaline-calcic metasomatite.

in the second phase, and also by the intensive biotitization of this phase. This chemical balance is explained by the transformation of pyroxene into «hydrogrossular» and latter evolution of this mineral assemblage.

MINERALOGY AND PETROGENESIS OF SECONDARY CALCIUM SILICATES OF THE METASOMATIC ROCK

The name hydrogrossular was introduced by Hutton (1943) for grossularoids with simplified chemical formula $Ca_3Al_2(SiO_4)_{3-x}(OH)_{4x}$, with $0 < x < 1$. The end member for $x = 1$ is the mineral hibbschite (Belyankin & Petrov, 1941) called plazolite by Pabst (1937) and which was described for the first time in 1905 by Cornu (in Strunz, 1966).

Hydrogrossular was long considered a rare mineral. However, Belyankin & Petrov were of the opinion that its rarity only resulted from difficulties in distinguishing it from the true garnets. Yoder (1950) suggested that the majority of garnets described as grossular were in fact hydrogrossular. Von Eckermann (1974) expressed a parallel opinion for other hydrogarnets and corrected a few analyses where water

had not been mentioned as a chemical constituent of garnets.

The mineral hydrogrossular was first identified by Hutton in the rodingites of Dun Mountain massif, New Zealand, which had been already studied in 1911 by Ben, Clark and Marshall (in O'Brien & Rodgers, 1973). This mineral has since then been mentioned as a fundamental component of the enigmatic rodingites in their different occurrences (Cogulu & Vuagnat, 1965; Bezzi, Della Giusta & Piccardo, 1968; Paraskevopoulos, 1969; de Waal, 1969; O'Brien & Rodgers, 1973; Honnorez & Krist, 1975). Hydrogrossular also occurs associated with wollastonite, vesuvianite and xonotlite in some Japanese skarns (Shoji, 1975) and is the essential mineral in the South African Jade (Tilley, 1957). Here, the garnet was first identified as grossular and only latter was it proved to be hydrogrossular (Frankel, 1959). In continental or oceanic environments, however, as far as we know, the presence of hydrogrossular in alkaline and/or alkaline carbonatitic complexes, or in fenitized formations associated with them, has not yet been described.

In the alkaline-calcic metasomatite of Monte Pensamento area, hydrogrossular presents the following physical and chemical characteristics.

Crystalline aggregates of milky to greyish colour in hand specimen, are frequently xenomorphic, ranging in size from less than 1 mm to more than 2 cm in pegmatitic facies (plate II, fig. 1). Petrographic study showed that the material named «hydrogrossular» was formed by lamellar, fibrous and radiating aggregates (plate IV, fig. 2, and plate V, fig. 1), with dark to light brown colour. In spite of difficulties arising from colour, in lighter regions the birefringence is moderate to low. This anisotropy is attributed to the already mentioned presence of vesuvianite, xonotlite and phlogopite as dispersed phases, which were identified only through X-ray diffraction. Optical anomalies due to the intimate association with other minerals have already been mentioned for hydrogrossulars in other occurrences (Frankel, 1959). Suborthogonal lines are often observed in thin section (plate IV, fig. 2). In spite of such intimate mixture, reasonably pure material was selected for chemical analysis by density and magnetic susceptibility methods.

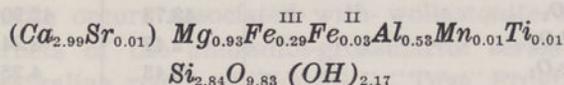
In view of the high alkali content, abnormal for a garnet, the chemical data (table 3) were corrected for the presence of feldspar contami-

TABLE 3
Chemical analysis of hydrogrossular

SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	P ₂ O ₅	MnO	SrO (a)	H ₂ O+	H ₂ O-	Total
42.90	8.24	4.25	0.43	6.88	30.77	0.75	1.87	0.18	0.04	0.15	0.2	3.59	0.39	100.64

(a) Semi-quantitative determination by X-ray fluorescence.

nations. The following calculated chemical formula was obtained for hydrogrossular of Monte Pensamento area:



This result must be accepted with reserve, because xonotlite was detected in the analysed material by X-ray diffraction. However, it seems difficult to improve the present results, apart from the strontium content.

An X-ray powder photograph of reasonably pure hydrogrossular was selected and compared, in spite of presenting broad lines for the lower *d*-spacings, to a series of measured standard powder diagrams of garnets. The estimated value of the unit-cell parameter is close to 12 Å. Theoretical calculations based on chemical data (McConnell, 1966; Novak & Gibbs, 1971) lead to a value of 12.0₈ Å. Density determined by flotation in dilute Clerici solution differ slightly from the corresponding calculated value (3.08 and 3.39, respectively). The refractive index was not measured by optical methods but the calculated value (McConnell, 1964) of 1.70 lies within the accepted limits for hydrogrossular (Bezzi, Della Giusta & Picardo, 1968).

The presence of minor xonotlite associated with the mixture of hydrogrossular and vesuvianite, is a petrogenetic peculiarity of Monte Pensamento metasomatite. Xonotlite has been reported, in association with hydrated silicates, in occurrences such as skarns (Shoji, 1975) and rodingites (Bilgrami & Howie, 1960; Combs & Lauder, 1960; Mayer & Barić, 1971; O'Brien & Rodgers, 1973). The presence of strontium, which stabilizes xonotlite relative to wollastonite (Buckner, Roy & Roy, 1960), might account for the presence of that mineral as relics in spite of abundant wollastonite resulting from incipient thermic metamorphism related to the second intrusive phase.

Vesuvianite has often been reported with hydrogrossular (Zabinskii, 1966). Recent studies on the stability conditions of synthetic vesu-

vianite showed that its stability field is particularly sensitive to chemical environment and more temperature than pressure sensitive. For optimum chemical compositions, the vesuvianite region contacts at lower temperatures with the domain of diopside, hydrogrossular and other hydrated calcium silicates, and at higher temperatures with the domain that includes wollastonite (Ito & Arem, 1970). Therefore, the coexistence of hydrogrossular and vesuvianite illustrates possible temperature conditions operating during hydrogrossularization process, while the relative proportion of these minerals would be locally controlled by the chemistry of reacting phases and by the incipient thermic metamorphism related to the 2nd intrusive phase. Moreover, the degree of hydration of hydrogrossular depends slightly on pressure and varies almost linearly with temperature (Yoder, 1950; Pistorius & Kennedy, 1960), thus providing a reasonable geothermometer. The unit-cell parameter may also inform about the temperature of formation of hydrogrossular (Carlson, 1956). In spite of the limitations discussed above concerning the chemical data for hydrogrossular, the temperature range of the hydrogrossularization process is estimated roughly as 400-500°C.

The simultaneous occurrence of hydrogrossular, vesuvianite, xonotlite and wollastonite, in view of recent studies on synthesis and chemical equilibrium among the pure corresponding phases, suggests that these assemblage may have formed under total pressure conditions of a few kilobars and moderate temperatures. These conditions and the thermal data supplied by the above mentioned geothermometers are in accordance with the literature quotations for similar associations of calcium silicates (Coleman, 1967; O'Brien & Rodgers, 1973; Honnorez & Krist, 1975). Partial water vapour pressure must have remained moderate to high in the course of evolution of Monte Pensamento metasomatite, in view of the hydration degree of the observed minerals. Partial pressure of CO₂ must have been comparatively low. The carbonatization of hydrogrossular, perovskite and

wollastonite observed in some areas of the outcrop took place later, probably as a result of a marked increase in the CO_2 partial pressure accompanying the carbonatitic phase (or phases).

Most authors ascribe hydrogrossular to the transformation of a calcic plagioclase and/or a monoclinic pyroxene by calcic metasomatism at moderately high water vapour pressures. The main chemical changes in this transformation are an increase in CaO and H_2O , and a decrease in SiO_2 . However, the metasomatism mechanism is not yet fully understood.

Rodingitization processes, usually leading to paragenesis of calcium silicates similar to that of Monte Pensamento, are still of contentious interpretation. Vuagnat (1967), delineating the source of calcium required to form these silicates, expressed two parallel suggestions corresponding to different degrees of metasomatic phenomena: redistribution of calcium within the mother-rock or transfer from the ultramafic and mafic associated rocks.

It is generally accepted that the first explanation is insufficient and that an external source of CaO must be postulated: the breakdown of monoclinic pyroxenes and of plagioclases in ultramafic and mafic rocks during serpentinization. However, various authors' opinions differ regarding the extent of such contribution to calcium metasomatism (Bilgrami & Howie, 1960; Thayer, 1966; Coleman, 1967; de Waal, 1969; Thompson, 1971; O'Brien & Rodgers, 1973; Honnorez & Krist, 1975). Simultaneously, serpentinization would probably cause a decrease in chemical potential of silica, which is needed to form the serpentine minerals, thus accounting for a decrease in SiO_2 during the rodingitization processes, and favouring the formation of hydrogrossular relatively to grossular (Honnorez & Krist, 1975).

Apart from rodingites, another assemblage of calcium silicates similar to that of Monte Pensamento is the so-called «South African Jade», which occurs in a different geological environment. Frankel (1959) suggested a metasomatic replacement of anorthosite and pyroxenite *in situ*. The calcium necessary for this transformation could be provided by carbonate rocks from the floor of the Bushveld Complex and introduced by heated waters.

In the outcrop of Monte Pensamento, there is practical evidence that hydrogrossular originated from the transformation of a monoclinic pyroxene, probably of augitic composition (plate IV,

fig. 1). Table 4 lists chemical analyses of hydrogrossular and of pyroxene selected from better preserved domains of the first ijolite-melteigitic intrusive phase.

TABLE 4
Chemical analyses of remnant pyroxene and hydrogrossular

	Pyroxene	Hydrogrossular
SiO_2	48.73	42.90
Al_2O_3	2.47	8.24
Fe_2O_3	3.43	4.25
FeO	4.59	0.43
MgO	13.11	6.88
CaO	24.29	30.77
Na_2O	0.78	0.75
K_2O	0.25	1.87
TiO_2	1.99	0.18
P_2O_5	—	0.04
MnO	0.31	0.15
SrO	n. d.	0.2
CO_2	—	n. d.
H_2O^+	0.61	3.59
H_2O^-	0.03	0.39
<i>Total</i>	100.59	100.64

SrO — Semi-quantitative determination by X-ray fluorescence.

n. d. — Not determined.

Optical and chemical data place this pyroxene in the most calcic region of the salite field (Poldervaart & Hess, 1951). However, it must be noticed that the remnant pyroxene was also affected by the calcic metasomatism, and later by the alkaline metasomatic processes associated with the syenitic phases.

The tabulated values show an increase in CaO , Al_2O_3 and H_2O^+ and decrease in SiO_2 and MgO passing from pyroxene to hydrogrossular.

The presence of hydrous volatiles during evolution of these alkaline rocks is established by the presence of alteration products (such as sericite) and of phlogopite in the first intrusive phase, and of sericite and biotite in the second phase.

Comparing these results with the values listed in table 2 for the bulk formations one may admit that SiO_2 , MgO and Al_2O_3 have been redistributed in the rocks. The first two components may well have been fixed mainly by phlogopite. However, the increase in calcium content cannot be explained through a redistribution in the mother-rock. It was therefore necessary to look for an external source whose origin is not clearly established at the present stage of this study.

GENERAL CONSIDERATIONS

There is no mention in the literature concerning typical and well known alkaline and/or alkaline-carbonatitic provinces reporting metasomatized rocks with the mineral assemblage described here. However, a few minerals have been mentioned in connection with those formations. Wollastonite is reported in Itapirapuã Complex, Brasil (Gomes, 1970), in Alnö Complex (von Eckermann, 1974) and in East African Complexes (Pulfrey, 1950; King, 1965). Vesuvianite occurs associated with wollastonite and garnets of the andradite-grossularite series in peralkaline rocks of Mongol — Tuva Province (Pavlenko, 1974, in Sørensen, 1974) and associated to grossular-andradite in nepheline syenites and ijolites from Korea (Inoue & Myashiro, 1951, in Honnorez & Krist, 1975). Hydromelanite occurs at Alnö, where some melanites show a grossularitic trend (von Eckermann, 1974).

The P-T conditions compatible with the paragenesis of secondary calcium silicates of Monte Pensamento metasomatite — hydrogrossular, vesuvianite, xonotlite and wollastonite — are similar to the usually accepted conditions for the rodingitization process, where an additional and external source of calcium is often postulated.

Neighbouring carbonatites, that locally cement an extensive volcanic breccia and also occur as dykes transecting the alkaline formations could well provide the necessary calcium. However, various reasons contribute to discard carbonatites as a potential origin for that element. Hydrogrossularization has not been detected in the apatite-biotite-ijolite-melteigitic formation (one of the reasons for subdividing the ijolite-melteigitic formation into two successive phases). On the other hand field relationship and contact reactions set forth by the petrographic study indicate

that such phenomena are earlier than the syenitic phases. If hydrogrossularization was later than both ijolite-melteigitic formations, then the selective character of the metasomatic processes could only be understood through compositional differences in the original pyroxenes. At present this hypothesis does not seem legitimate in view of the similar optical data for those pyroxenes, but further studies are in progress. Moreover, the carbonatites are late fractionates in many undersaturated alkaline complexes, and there is no mention in the literature of such phenomena as those described here.

Beyond the unlikely thesis of serpentinized ultramafic rocks existing in depth — the usually mentioned origin of CaO the in rodingitization process — there is still another hypothetical source for this component that has been mentioned for the South African Jade (Frankel, 1959): the presence of limestone and/or carbonated sediments on the basement underlying the ijolite-melteigitic formations of the first intrusive phase. Such sediments occur in Maio island (Serralheiro, 1968) but have not been detected in Santiago island up to now.

The secondary calcium silicate assemblage and the metasomatic balance of the Monte Pensamento metasomatite is more or less similar to normal rodingites, but the geological setting of both formations is too different to allow comparison. The sequence and structure of lithologic units forming the old eruptive Complex of Monte Pensamento area, which includes the alkaline-carbonatitic formations and the alkaline-calcic metasomatite, are very unlike those of the alpine-type peridotite-gabbro and ophiolite complexes, which are the geological environment of rodingites.

REFERENCES

- ALVES, C. A. Matos, SERRALHEIRO, A. M., MACEDO, J. R., CRAMEZ, P., SOUSA, A., MENDES, F. & GOMES, R. A. D. — «Carbonatitos de Santiago (Cabo Verde)». *Actas do 1.º Congresso Hispano-Luso-Americano de Geologia Económica*, Lisboa, tomo II, secção 1, 1971, 563-576.
- BELYANKIN, D. S. & PETROV, V. P. — «The grossularoid group (Hibschite, Plazolite)». *Amer. Miner.*, Washington, 26, 1941, 450-453.
- BEZZI, A., DELLA GIUSTA, A. & PICCARDO, G. — «Sui granati idrati di alcune località del Gruppo di Voltri». *Period. Miner.*, Roma, 37, 1968, 517-533.
- BILGRAMI, S. A. & HOWIE, R. A. — «The mineralogy and petrology of a rodingite dike, Hindubagh, Pakistan». *Amer. Miner.*, Washington, 45, 1960, 791-801.
- BUCKNER, D. A., ROY, D. M. & ROY, R. — «Studies in the system $CaO - Al_2O_3 - SiO_2 - H_2O$. Part 2: The system $CaSiO_2 - H_2O$ ». *Amer. J. Sci.*, 258, 1960, 132-147.
- CARLSON, E. T. — «Hydrogarnet formation in the system $CaO - Al_2O_3 - SiO_2 - H_2O$ ». *J. Res. Nat. Bur. Std.*, 56, 1956, 327-335.
- COGULU, E. & VUAGNAT, M. — «Sur l'existence de rodingites dans les serpentinites des environs de Miha-

- ligçlik (Village d'Eskiselin, Turquie)». *Schweiz. Min. Petr. Mitt.*, 45, 1965, 17-20.
- COLEMAN, R. G. — «Low-temperature reaction zones and alpine ultramafic rocks of California, Oregon and Washington». *Bull. U. S. Geol. Survey*, 1247, 1967, 49 p.
- COMBS, D. S. & LAUDER, W. R. — «Note on xonotlite from Acheron River, Mid-Canterbury». *New Zealand J. Geol. Geophys.*, 3, 1960, 72-74.
- von ECKERMANN, H. — «The chemistry and optical properties of some minerals of the Alnö alkaline rocks». *Arkiv Miner. Geol.*, Stockholm, 5, 1974, 93-210.
- FRANKEL, J. J. — «Uvarovite garnet and South African Jade (hydrogrossular) from the Bushveld Complex, Transvaal». *Amer. Miner.*, Washington, 44, 1959, 569-591.
- GOMES, C. B. — «Petrologia do maciço alcalino de Itaipirapuã, S. P.». *Bol. Inst. Geoci. Astron.*, S. Paulo, n.º 1, 1970, 77-197.
- GRIFFITHS, J. B., CANTAGREL, J. M., ALVES, C. A. Matos, MENDES, F., SERRALHEIRO, A. & MACEDO, J. R. — «Données radiométriques potassium-argon sur quelques formations magmatiques des îles de l'archipel du Cap Vert». *C. R. Acad. Sci. Paris*, série D, 280, 1975, 2429-2432.
- HONNOREZ, J. & KRIST, P. — «Petrology of rodingites from the equatorial Mid-Atlantic fracture zones and their geotectonic significance». *Contrib. Miner. Petr.*, 49, 1975, 233-257.
- HUTTON, C. O. — «Hydrogrossular, a new mineral of the garnet-hydrogarnet series». *Trans. Royal Soc. New Zealand*, 73, 1943, 174-180.
- ITO, J. & AREM, J. E. — «Idocrase: synthesis, phase relations and crystal chemistry». *Amer. Miner.*, Washington, 55, 1970, 880-912.
- KING, B. C. — «Petrogenesis of the alkaline igneous suites of the volcanic and intrusive centres of Eastern Uganda». *J. Petrology, Oxford*, 6, 1965, 67-100.
- MAYER, V. & BARIČ, L. — «Xonotlit und Pektolith aus basischen Gesteinen des Peridotitgabbro Komplexes im Zlatibor-Gebrige, Jugoslawien». *Tschermaks Miner. Petrol. Mitt.*, 15 (série 3), 1971, 43-55.
- McCONNELL, D. — «Propriétés physiques des grenats. Calcul de la dimension de la maille unité à partir de la composition chimique». *Bull. Soc. Fr. Min. Crist.*, Paris, 89, 1966, 14-17.
- «Refringence of garnets and hydrogarnets». *Canad. Min.*, 8, 1964, 11-22.
- MISSÃO GEOLOGICA DE CABO VERDE — *Relatórios Inéditos: 1967, 1969, 1970*. Junta de Investigações Científicas do Ultramar, Lisboa.
- *Carta Geológica de Cabo Verde*, n.º 58, esc. 1 : 25 000, 1973. Junta de Investigações do Ultramar. Laboratório de Estudos Petrológicos e Paleontológicos do Ultramar, Lisboa.
- NOVAK, G. A. & GIBBS, G. V. — «The crystal chemistry of the silicate garnets». *Amer. Miner.*, Washington, 56, 1971, 791-825.
- O'BRIEN, J. P. & RODGERS, K. A. — «Xonotlite and rodingites from Wairere, New Zealand». *Miner. Mag.*, London, 39, 1973, 233-240.
- PABST, A. — «The crystal structure of Plazolite». *Amer. Miner.*, Washington, 22, 1937, 861-868.
- PARASKEVOPOULOS, G. M. — «Rodingite in Serpentiniten von NW-Thessalien, Griechenland». *Neues Jhb. Miner. Abh.*, Stuttgart, 112, 1969, 47-62.
- PISTORIUS, C. W. F. T. & KENNEDY, G. C. — «The stability relations of grossularite and hydrogrossularite at high temperature and pressure». *Amer. J. Sci.*, 258, 1960, 247-257.
- POLDERVAART, A. & HESS, H. H. — «Pyroxenes in the crystallization of basaltic magma». *J. Geol.*, 59, 1951, 472.
- PULFREY, W. — «Ijolitic rocks near Homa Bay, western Kenya». *Quart. J. Geol. Soc.*, London, 105, 1950, 425-459.
- SERRALHEIRO, A. — *Geologia da Ilha de Maio (Cabo Verde)*. Junta de Investigações do Ultramar, Lisboa, 1970.
- SHOJI, T. — «Role of temperature and CO₂ pressure in the formation of skarn and its bearing on mineralization». *Econ. Geol.*, 70, 1975, 739-749.
- SILVA, L. Celestino & FIGUEIREDO, M. O. — «Sobre a existência de hidrogrossulária na ilha de Santiago, Cabo Verde». Report presented at the meeting of the «Grupo de Trabalho de Vulcanologia das Ilhas do Atlântico Central», Lisbon, Dec. 1973.
- STRUNZ, H. — *Mineralogische Tabellen*, 4 Auflage. Akad. Verlag. Geest & Portig K.-G. Leipzig, 1966.
- PAVLENKO, A. S. «The Mongol — Tuva Province of alkaline rocks», in *The Alkaline Rocks*, ed. by H. Sørensen, John Wiley & Sons, London, 1974, 271-310.
- THAYER, T. P. — «Serpentinization considered as a constant volume metasomatic process». *Amer. Miner.*, Washington, 51, 1966, 685-710.
- THOMPSON, W. — «Rodingite near Thetford Mines, Quebec». *Min. Record*, 2, 1971, 45-47.
- TILLEY, C. E. — «On the replacement of anorthosite by hydrogrossular in the Transvaal». *Trans. Geol. Soc. South Africa*, Johannesburg, 60, 1957, 15-17.
- VUAGNAT, M. — «Quelques réflexions sur les ophisphérites et les rodingites». *Estrat. Rend. Soc. Miner. Ital.*, Pavia, anno XXIII, 1967, 471-482.
- de WAAL, S. A. — «On the origin of hydrogrossularite and other calcium silicates in serpentinites». *Trans. Geol. Soc. South Africa*, Johannesburg, 72, 1969, 23-27.
- WEDEPOHL, K. H. — «Composition and abundance of common igneous rocks», in *Handbook of Geochemistry*, vol. 1, ed. by K. H. Wedepohl. Springer-Verlag Berlin, 1969, 227-249.
- YODER, H. S. — «Stability relations of grossularite». *J. Geol.*, 58, 1950, 222-253.
- ZABINSKII, W. — «Hydrogarnets». *Polska Akad. Nauk.*, Oddz. Krakowie, Trace Mineral., 3, 1966, 69 p.





Fig. 1 — Igneous breccia with elements of ijolite-melteigitic rocks of the 2nd intrusive phase, cemented by analcime-nepheline rocks of the 3th phase



Fig. 2 — Igneous breccia with a relic of jacupirangite (ja) of the 1st phase with pyroxene partially transformed into hydrogrossular (h), enclosed within ijolite-melteigitic rocks (m) of the 2nd phase. The elements are cemented by analcime-nepheline syenite (SN) of the 3rd intrusive phase



Fig. 1—Pegmatitic and aplitic domains in the metasomatite. Attention is called to the size of «hydrogrossular» grains (milky coloured mineral)

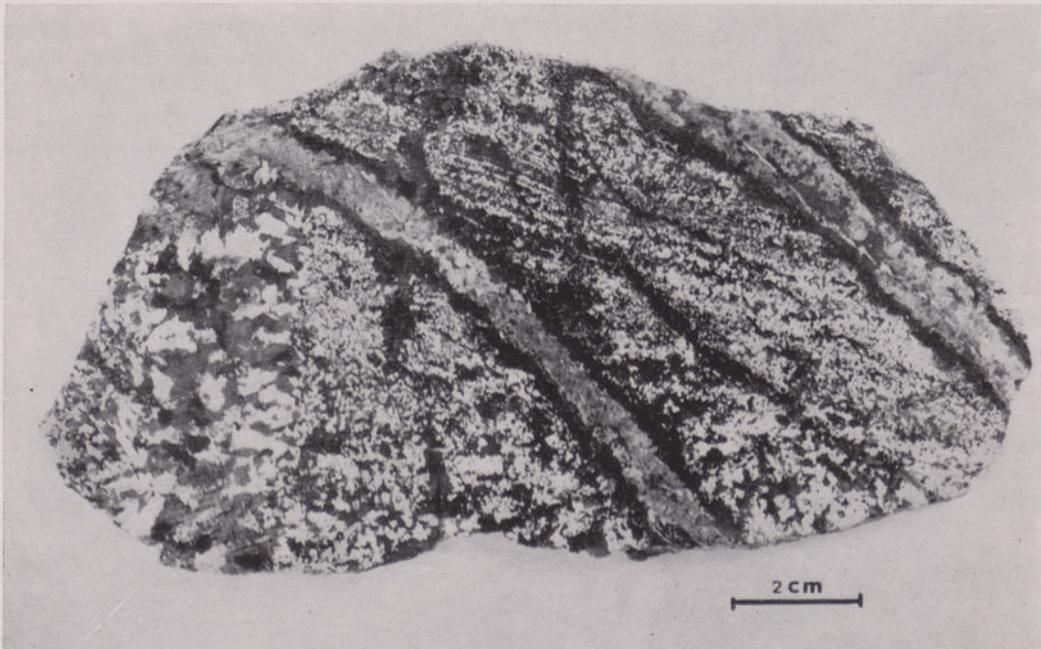


Fig. 2—Structural aspects of the metasomatite, transected by analcime-nepheline-microsyenite. The milky coloured mineral is «hydrogrossular»



Fig. 1—Metasomatite outcrop transected by dikelets of analcime-nepheline microsyenite (SN) and by an amphibole-biotite monchiquite dyke (f)



Fig. 2—Structural aspect of the metasomatite with well developed «hydrogrossular» grains (H)

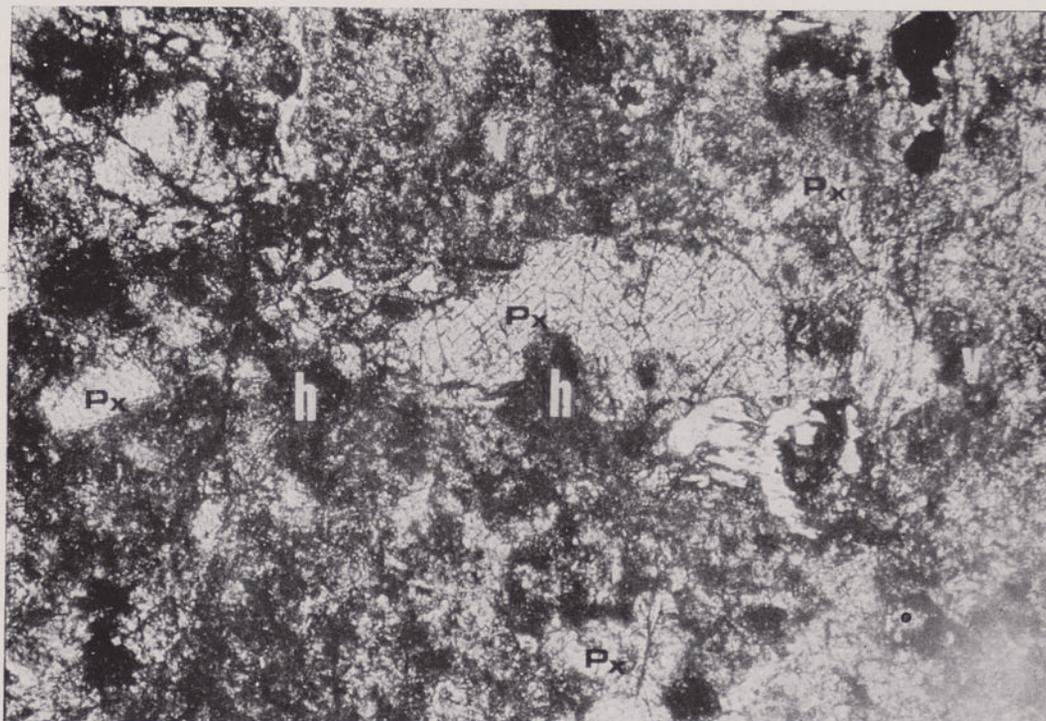


Fig. 1—Metasomatised element of jacupirangite of the 1st intrusive phase. Relics of augitic pyroxene (Px), surrounded by dense aggregates of vesuvianite and hydrogrossular (V, h)



Fig. 2—Textural aspect of the metasomatite: H—hydrogrossular; Px—pyroxene of the salite-ferrosalite type; m—titaniferous magnetite; p—perovskite

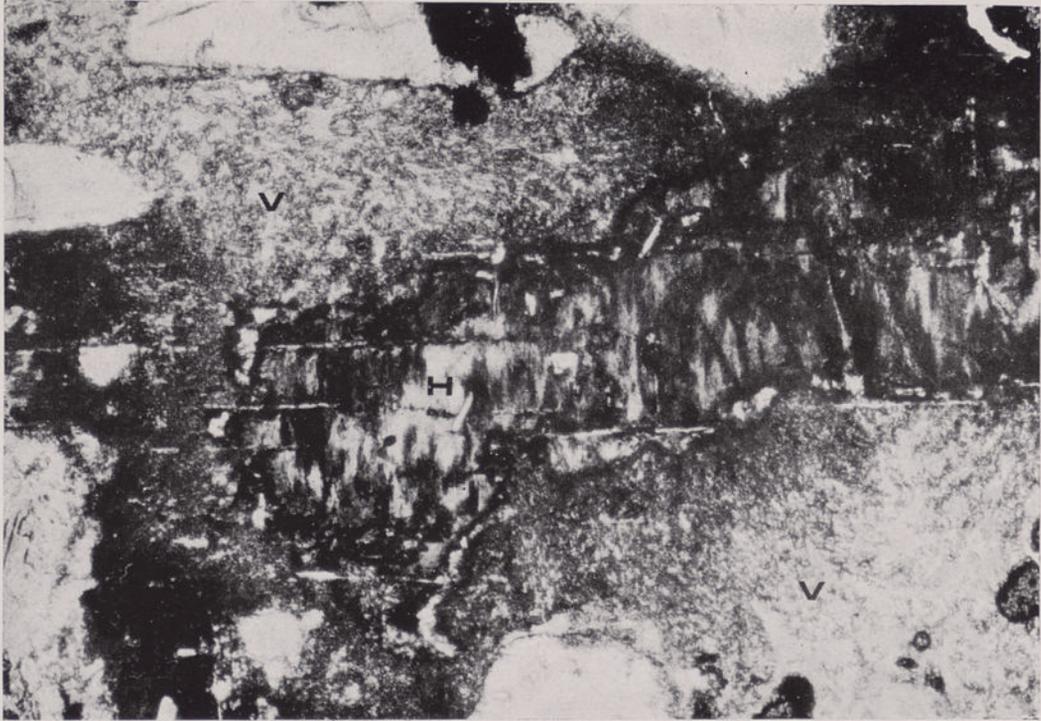


Fig. 1 — Metasomatite. Hydrogrossular (H) transforming into vesuvianite (V)



Fig. 2 — Metasomatite. Detail of vesuvianite aggregates (V), wollastonite (W) and phlogopite (Ph)



MARQUES, M. Monteiro Notas sobre a geomorfologia de Angola. IV—Alguns aspectos estruturais que influenciam a erosão do solo na área de Cassonga (Colonato da Cela — Angola).

Garcia de Orta, Sér. Geol., Lisboa, 1 (4), 1976, p. 99-106

Pretende-se pôr em evidência um aspecto tectónico na zona oriental do Colonato da Cela que pode explicar alguns fenómenos geomorfológicos estreitamente ligados à erosão do solo. Observa-se que a rede hidrográfica é comandada por linhas de fractura que afectam rochas graníticas e gnáissicas. Admitem-se duas fases climá-

ticas (semiárida e/ou árida e quente e húmida) durante o Plio-Plistocénico que estariam na base, respectivamente, da formação e da evolução de um rególito, o qual teria afogado um relevo de montes-ilhas. Actualmente, a superfície ferralítica que se formou sob o clima quente e húmido está em vias de ser desmantelada em virtude do rebaixamento primitivo do antigo nível de base local, daí o estar sendo posto a descoberto o primitivo relevo. O balanço pedogénese/morfogénese é francamente favorável à morfogénese, donde a necessidade absoluta de preservar e/ou reconstruir a cobertura vegetal.

MARQUES, M. Monteiro Short notices on the geomorphology of Angola. IV—Some structural factors that influence soil erosion in the Cassonga area («Colonato da Cela» — Angola).

Garcia de Orta, Sér. Geol., Lisboa, 1 (4), 1976, p. 99-106

It is to give evidence to a tectonic aspect within the oriental area of the «Colonato da Cela» that can explain some geomorphological phenomena closely connected with the erosion of the ground. It is observed that the hydrographic net is controlled by fracture lines affecting granitic and gneissic rocks. Two climatic phases (semi-arid

and/or arid and hot and humid) are admitted during the Plio-Pleistocenic. Such phases would be at the base respectively of the appearance and evolution of a «rególito» which one would submerged a relief of mounts-islands. At present the ferralitic surface formed under a hot and humid climate is about to be dismantled due to the primitive sinking of the old level of the local base having as a result the appearing of the primitif relief. The balance pedogenesis/morphogenesis is openly in favour of the morphogenesis, so there is a real need of preserving and/or reconstructing the vegetal covering.

MARQUES, M. Monteiro Notas sobre a geomorfologia de Angola. V—Contribuição para o estudo da evolução do curso do Cuanza na área de Catete e algumas implicações pedológicas (distrito de Luanda — Angola).

Garcia de Orta, Sér. Geol., Lisboa, 1 (4), 1976, p. 107-116

Pretende-se chamar a atenção para a evolução do curso do Cuanza na área de Catete, durante o Quaternário. Assim, admite-se o seguinte esquema: 1) Durante a rubefacção das areias dos Muceques o Cuanza desdobrar-se-ia em vários braços, dos quais o do Bengo seria

o principal; 2) A uma reorganização do regime do rio, derivada possivelmente de uma maior secura climática, o Cuanza concentrar-se-ia no vale do Bengo; 3) Seguindo-se uma captura na área do Bom Jesus, ficando em evidência o terraço de 45-50 m de Catete Gare; 4) Então, ter-se-ia dado a pedogenização da superfície de Catete, já muito recentemente, de que resultaram barros; 5) Estes, devido à evolução admitida pelo A., são de dois tipos: «Barros negros litomórficos», derivados de margas, e «Barros negros topomórficos», derivados de antigos aluviões do Cuanza.

MARQUES, M. Monteiro Short notices on the geomorphology of Angola. V—Contribution to the study of the evolution of the Cuanza river in the Catete area and some pedological consequences (Luanda district—Angola).

Garcia de Orta, Sér. Geol., Lisboa, 1 (4), 1976, p. 107-116

Attention is called to the evolution of the Quanza course in Catete area, during the Quaternary. So it is admitted: 1) During the rubefaction of the Muceques sands the Quanza would have unfolded itself in many arms, being the Bengo the principal of the; 2) To one

reorganization of the river regimen probably due to a greater climatic dryness, the Quanza would have concentrate itself in the Bengo vale; 3) Succeeding a capture in the Bom Jesus area, remaining in evidence the terrace of 45-50 m of Catete Gare; 4) Then, very recently the paedogenization of Catete area would happen giving origin to clays; 5) These ones, due to the evolution admitted by the A., are of two types; «Black lithomorph clays», proceeded out of marls, and «Black topomorph clays», proceeded out of old alluvions of the Quanza.

MARQUES, M. Monteiro
Notas sobre a geomorfologia de Angola. IV — Alguns aspectos estruturais que influenciam a erosão do solo na área de Cassonga (Colónia da Cêla — Angola).

Garcia de Orla, Sér. Geol., Lisboa, I (4), 1976, p. 99-106

Preteñde-se pôr em evidência um aspecto tectónico na zona oriental do Colónato da Cêla que pode explicar alguns fenómenos geomorfológicos estreitamente ligados à erosão do solo. Observa-se que a rede hidrográfica é comandada por linhas de fractura que afectam rochas graníticas e gnáissicas. Admitem-se duas faças climá-

ticas (semíárida e/ou árida e quente e húmida) durante o Plio-Platocénico que estarían na base, respectivamente, da formação e da evolução de um regóito, o qual teria sido formado num relevo de montes-lhas. Actualmente, a superfície ferráltica que se formou sob o clima quente e húmido está em vias de ser desmantelada em virtude do repuxamento primitivo do antigo nível de base local, daí o estar sendo posto a descoberto o primitivo relevo. O balanço pedogénese/morfogénese é francamente favorável à morfogénese, donde a necessidade absoluta de preservar e/ou reconstruir a cobertura vegetal.

MARQUES, M. Monteiro
Short notices on the geomorphology of Angola. IV — Some structural factors that influence soil erosion in the Cassonga area («Colónia da Cêla» — Angola).

Garcia de Orla, Sér. Geol., Lisboa, I (4), 1976, p. 99-106

It is to give evidence to a tectonic aspect within the oriental area of the «Colónia da Cêla» that can explain some geomorphological phenomena closely connected with the erosion of the ground. It is observed that the hydrographic net is controlled by fracture lines affecting granitic and gneissic rocks. Two climatic phases (semi-arid and/or arid and hot and humid) are admitted during the

Plio-Platocenic. Such phases would be at the base respectively of the appearance and evolution of a «regóito» which one would submerged a relief of mounts-islands. At present the ferrallitic surface formed under a hot and humid climate is about to be dismantled due to the primitive sinking of the old level of the local base having as a result the appearing of the primitive relief. The balance of pedogenesis/morphogenesis is openly in favour of the morphogenesis, so there is a real need of preserving and/or reconstructing the vegetal covering.

MARQUES, M. Monteiro
Notas sobre a geomorfologia de Angola. V — Contribuição para o estudo da evolução do curso do Cunhã na área de Catete e algumas implicações pedológicas (distrito de Luanda — Angola).

Garcia de Orla, Sér. Geol., Lisboa, I (4), 1976, p. 107-116

Preteñde-se chamar a atenção para a evolução do curso do Cunhã na área de Catete, durante o Quaternário. Assim, admite-se o seguinte esquema: 1) Durante a rubefacção das areias dos Mucedues o Cunhã desdobra-se em vários braços, dos quais o do Bengo seria

o principal; 2) A uma reorganização do regime do rio, derivada possivelmente de uma maior secura climática, o Cunhã concentra-se no vale do Bengo; 3) Seguinte captura na área do Bom Jesus, ficando em evidência o terrazo de 45-50 m de Catete Gare; 4) Então, ter-se-ia dado a pedogenização da superfície de Catete, já muito recentemente, de que resultaram baltos; 5) Estes, devido à evolução admitida pelo A., são de dois tipos: «Baltos negros litomórficos», derivados de margas, e «Baltos negros topomórficos», derivados de antigos alúvios do Cunhã.

MARQUES, M. Monteiro
Short notices on the geomorphology of Angola. V — Contribution to the study of the evolution of the Cunhã river in the Catete area and some pedological consequences (Luanda district — Angola).

Garcia de Orla, Sér. Geol., Lisboa, I (4), 1976, p. 107-116

Attention is called to the evolution of the Cunhã course in Catete area, during the Quaternary. So it is admitted: 1) During the rubefaction of the Mucedues sands the Cunhã would have unfolded itself in many arms, being the Bengo the principal of the; 2) To one

reorganization of the river regimen probably due to a greater climatic dryness, the Cunhã would have concentrated itself in the Bengo valley; 3) Following a capture in the Bom Jesus area, remaining in evidence the terrace of 45-50 m of Catete Gare; 4) Then, very recently the pedogenization of Catete area would happen giving origin to clays; 5) These ones, due to the evolution admitted by the A., are of two types: «Black topographic clays», proceeded out of marls, and «Black topographic clays», proceeded out of old alluvions of the Cunhã.

MACEDO, João Rocha de SILVA, L. Celestino Sobre a existência de rochas vítreas na ilha da Boavista (Cabo Verde).

MACEDO, João Rocha de SILVA, L. Celestino On the existence of vitreous rocks of Boavista island (Cape Verde).

Garcia de Orta, Sér. Geol., Lisboa, 1 (4), 1976, p. 117-124

Garcia de Orta, Sér. Geol., Lisboa, 1 (4), 1976, p. 117-124

Apresenta-se o estudo geológico, petrográfico e geoquímico de rochas vítreas da ilha da Boavista. Trata-se de vidros de composição fonolítica que afloram quer em filões, quer constituindo a base de escoadas fonolíticas.

Vitreous rocks of Boavista island are studied from a geological, petrographical and geochemical point of view. They are volcanic glasses of phonolitic composition which can be found either as dikes or in the base of phonolitic lava flows.

CDU 551.3.051(267 Canal de Moçambique)

CDU 551.3.051(267 Canal de Moçambique)

MENDES, M. H. Basto Mineralogia da fracção arenosa de sedimentos do canal de Moçambique.

MENDES, M. H. Basto Mineralogy of the sand fraction of sediments from the Mozambique channel.

Garcia de Orta, Sér. Geol., Lisboa, 1 (4), 1976, p. 125-132

Garcia de Orta, Sér. Geol., Lisboa, 1 (4), 1976, p. 125-132

Apresentam-se os resultados do exame mineralógico da fracção arenosa de sedimentos do canal de Moçambique. Verificou-se que todas as amostras estudadas possuem, entre os minerais pesados, hornblenda verde e hiperstena, sendo frequente encontrar granada, micas, tremolite, hornblenda castanha, epidoto e esfena. Em menor número de amostras foram ainda identificados, em pequena quantidade, estauroilite, turmalina, zircão, andaluzite, distena, rútilo e vidro vulcânico. A fracção leve é constituída, em

This paper presents the results of the mineralogical study of the sand fraction of sediments from the Mozambique channel. It was found that all the samples examined show green hornblende and hypersthene, and, the most part of them, also garnet, mica, tremolite, brown hornblende, epidote and sphene. In minor amounts staurolite, tourmaline, zircon, andalusite, kyanite, rutile and volcanic glass, are also present. The light fraction is very similar in all the samples, consisting of feldspar and

todas as amostras, por quartzo e feldspato. A maioria destes minerais é derivada do continente africano e de Madagáscar, havendo, contudo, alguma contribuição vulcânica, submarina.

quartz. The majority of minerals are derived from Africa and Madagascar but a minor contribution from submarine volcanism is apparent.

CDU 552(665.822)

CDU 552(665.822)

SILVA, L. Celestino FIGUEIREDO, M. O. Rochas metassomáticas alcalino-cálcicas associadas a complexos alcalino-carbonatíticos de Santiago (ilhas de Cabo Verde).

SILVA, L. Celestino FIGUEIREDO, M. O. Alkaline-calcic metasomatic undersaturated rocks associated with alkaline-carbonatitic complexes of Santiago (Cape Verde islands).

Garcia de Orta, Sér. Geol., Lisboa, 1 (4), 1976, p. 133-142

Garcia de Orta, Sér. Geol., Lisboa, 1 (4), 1976, p. 133-142

Descreve-se a ocorrência duma formação metassomática alcalino-cálcica, subsaturada, associada a complexos alcalino-carbonatíticos da ilha de Santiago (Cabo Verde). A paragénese de silicatos de cálcio secundários inclui hidrogrossulária, vesuvianite, xonotlite e wollastonite. Admite-se que aquela formação se tenha originado por metassomatose cálcica de rochas alcalinas da série

The occurrence of an alkaline-calcic metasomatic undersaturated formation is described, which is associated with alkaline-carbonatitic complexes in Santiago island, Cape Verde. The assemblage of secondary calcium silicates includes hydrogrossular, vesuvianite, xonotlite and wollastonite. This formation is supposed to have originated from ijolitic alkaline rocks by calcic metasomatism, at

urtito-jacupiranguito (predominantemente rochas ijolito-melteigíticas), a temperaturas moderadas (400-500°C) e a pressões globais de algumas quilobarias. Compara-se esta rocha metassomática com as rodingites e discutem-se as prováveis fontes de CaO necessário para a transformação da piroxena de tipo augítico em hidrogrossulária e posterior evolução deste mineral.

moderate temperatures (400-500°C) and at total pressures of a few kilobars. The metasomatic rock is compared with rodingites, and the source of the CaO necessary to transform the augitic pyroxene into hydrogrossular together with the latter evolution of this mineral, are discussed.

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 — Lisboa-1.

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., bilogr. 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.

SUMÁRIO

<i>Notas sobre a geomorfologia de Angola. IV — Alguns aspectos estruturais que influenciam a erosão do solo na área de Cassonga (Colonato da Cela — Angola) — M. Monteiro Marques</i>	99
<i>Notas sobre a geomorfologia de Angola. V — Contribuição para o estudo da evolução do curso do Cuanza na área de Catete e algumas implicações pedológicas (distrito de Luanda — Angola) — M. Monteiro Marques</i>	107
<i>Sobre a existência de rochas vítreas na ilha da Boavista (Cabo Verde) — João Rocha de Macedo & L. Celestino Silva</i>	117
<i>Mineralogia da fracção arenosa de sedimentos do canal de Moçambique — M. H. Basto Mendes</i>	125
<i>Alkaline-calcic metasomatic undersaturated rocks associated with alkaline-carbonatitic complexes of Santiago (Cape Verde islands) — L. Celestino Silva & M. O. Figueiredo</i>	133