

# ROCHAS PIROCLÁSTICAS DE PREENCHIMENTO DE CONDUTOS SUBVULCÂNICOS DO MENDANHA, ITAÚNA E ILHA DE CABO FRIO, RJ, E SEU PROCESSO DE FORMAÇÃO COM BASE NO MODELO DE IMPLOÇÃO DE CONDUTO

Akihisa MOTOKI <sup>1</sup>, Susanna Eleonora SICHEL <sup>2</sup>, Rodrigo SOARES <sup>1</sup>, José Ribeiro AIRES <sup>3</sup>, David Canabarro SAVI <sup>4</sup>, Giannis Hans PETRAKIS <sup>1</sup>, Kenji Freire MOTOKI <sup>2</sup>

(1) Departamento de Mineralogia e Petrologia Ígnea, Universidade do Estado do Rio de Janeiro (DMPI/UERJ).  
Rua São Francisco Xavier 524, Sala A-4023 – Maracanã. CEP 20550-990. Rio de Janeiro, RJ.

Endereços eletrônicos: rochasornamentais@yahoo.com.br; rodrigoss@yahoo.com.br; giannis.uerj@gmail.com

(2) Departamento de Geologia, Universidade Federal Fluminense (LAGEMAR/UFF). Avenida General Milton Tavares de Souza s/n, 4º andar – Gragoatá. CEP 24210-340. Niterói, RJ, Brasil. Endereços eletrônicos: susanna@igeo.uff.br; kenji\_dl@hotmail.com

(3) Departamento de Abastecimento do Petróleo Brasileiro S.A. (ABAST/PETROBRAS). Avenida República do Chile, 65, sala 902 – Centro. CEP 20031-912. Rio de Janeiro, RJ. Endereço eletrônico: aires@petrobras.com.br

(4) Instituto de Estudos do Mar Almirante Paulo Moreira, Marinha do Brasil (IEAPM). Rua Kioto, 253 – Praia dos Anjos. CEP 28930-000. Arraial do Cabo, RJ. Endereço eletrônico: david\_canabarro@uol.com.br

Introdução  
Corpos Piroclásticos Subvulcânicos  
Descrição dos Clastos  
Soldamento  
Alteração Hidrotermal  
Fenômenos no Conduto Subvulcânico  
Implosão de Conduto  
Conclusão  
Agradecimentos  
Referências Bibliográficas

**RESUMO** – Este trabalho apresenta as características geológicas, litológicas e petrográficas de rochas piroclásticas de preenchimento de condutos subvulcânicos do maciço Mendanha, maciço Itaúna e da Ilha de Cabo Frio, RJ, e as considerações sobre o processo de formação. Os contatos com as rochas encaixantes são subverticais. Observa-se uma intercalação de traquito com largura métrica entre a rocha piroclástica e rocha encaixante. Os clastos das rochas piroclásticas são geralmente menor do que 6 cm, porém há uma grande variação desde milímetros até 3 m em diâmetro. Os clastos grandes tendem a serem arredondados e os pequenos a serem angulosos. Não se observa seleção granulométrica dos clastos em escala de afloramento e notáveis acamamentos vulcânicos. Ocorrem localmente os clastos maiores do que 50 cm com estrutura de auto-brechação. Os clastos são compostos principalmente de traquito, porém esta rocha é um componente subordinado da rocha encaixante. Foi observada a estrutura reooutáxica de alta declividade. As rochas piroclásticas são intensamente intemperizadas devido à disseminação de carbonatos causado por alteração hidrotermal. As observações acima citadas sugerem o seguinte processo de formação para as rochas piroclásticas: 1) No estágio inicial da erupção, o conduto foi preenchido pelo magma traquítico e a consolidação do magma começou a ocorrer a partir da zona de contato; 2) No estágio seguido, ocorreram a fluidização do magma e consequente erupção explosiva e, o traquito já consolidado no conduto foi pulverizado transformando-se em clastos; 3) No estágio final, aconteceram a implosão do conduto e o colapso de grandes blocos de traquito ao conduto subvulcânico.

**Palavras-chave:** rocha piroclástica, conduto subvulcânico, implosão de conduto, Mendanha, Itaúna, Ilha de Cabo Frio.

**ABSTRACT** – *A. Motoki, S. Sichel, R. Soares, J.R. Aires, D.C. Savi, G.H. Petrakis, K.F. Motoki - Vent-filling pyroclastic rocks of the Mendanha, the Itaúna, and the Cabo Frio Island, State of Rio de Janeiro, Brazil, and their formation process based of the conduit implosion model.* This article presents the geologic, lithologic, and petrographic characteristics of vent-filling pyroclastic rocks of the Mendanha Massif, Itaúna Massif, and Cabo Frio Island, State of Rio de Janeiro, Brazil, and the consideration about their formation process. The contacts with the wall rocks are subvertical. Between the pyroclastic rock and the wall rock, a trachyte intercalation of metric width is present. The clast size of the pyroclastic rocks is generally minor than 6 cm, however a wide variation is observed from millimetres to 3 m in diameter. The large clasts tend to be rounded and the small ones to be angular. No grain-size sorting of the clasts and remarkable volcanic layering in outcrop scale are observed. There are local occurrences of the clasts larger than 50 cm with auto-brecciation structure. The clasts are composed mainly of trachyte, however this rock is a minor component of the wall rock. Steeply dipped rheooutaxitic structure is found. The pyroclastic rocks are intensely weathered because of carbonate dissemination caused by hydrothermal alteration. The above-mentioned observations suggest the following formation process for the pyroclastic rocks: 1) At the initial stage of the eruption, the volcanic vent was filled by the trachytic magma and the magma consolidation started from the contact plane; 2) At the following stage, the magma fluidization and consequent explosive eruption took place, and the trachyte already consolidated in the conduit was crushed transforming into clasts; 3) At the last stage, the conduit implosion occurred and large trachyte blocs collapsed into the conduit.

**Keywords:** pyroclastic rock, subvolcanic conduit, conduit implosion, Mendanha, Itaúna, Cabo Frio Island.

## INTRODUÇÃO

Na região litorânea do Estado do Rio de Janeiro, ocorrem complexos intrusivos de rochas sieníticas do final do Cretáceo ao início do Paleogeno (Lima, 1976; Valença, 1976; Ulbrich & Gomes, 1981; Woolley, 1987). Alguns são associados com corpos piroclásticos constituídos por brecha vulcânica, tais como Itatitaia, Mendanha, Itaúna, Tanguá, Rio Bonito, Soarinho e Ilha de Cabo Frio (Figura 1). Dentre esses, os corpos do Mendanha (Klein & Vieira, 1980; Motoki et al., 2007a), Itaúna (Klein et al., 1999; Motoki et al., 2008a) e Ilha de Cabo Frio (Sichel et al., 2008) têm estudos vulcanológicos.

As rochas piroclásticas do maciço Mendanha e Itaúna eram interpretadas por trabalhos anteriores (Klein & Vieira, 1980; Klein, 1993; Klein et al., 1999; Silveira et al., 2005) como sendo depósitos extrusivos de fluxo piroclástico subaéreo, sendo constituintes de vulcões extintos. Entretanto, as publicações recentes revelaram que essas são de preenchimento de condutos subvulcânicos, sendo corpos intrusivos (Motoki et al., 2007a; b; c; Motoki et al., 2008a) e as exposições atuais correspondem à estrutura subterrânea de 3 km de profundidade da época do magmatismo (Figura 2). O corpo piroclástico da Ilha de Cabo Frio também é constituinte de um conduto subvulcânico (Sichel et al., 2008; Figura 3).

Rochas piroclásticas de preenchimento de condutos subvulcânicos têm aspectos litológicos e petrográficos similares aos depósitos piroclásticos extrusivos e, em certos casos são indistinguíveis e, portanto o posicionamento geológico não pode ser deduzido a partir de observações petrográficas mas deve ser estudado

por trabalhos de campo (Motoki & Sichel, 2006). Corpos subvulcânicos têm sua distribuição limitada, o contato com a rocha encaixante é subvertical e, os planos de soldamento e de fluxo secundário são inclinados em alto ângulo (Sichel et al., 2008).

Os artigos que tratam rochas piroclásticas de preenchimento de condutos subvulcânicos não são muito abundantes (e.g. Motoki, 1979; Maeda et al., 1983; Wolff, 1986; Stasiuk et al., 1996; Miura, 1999; Bryan, et al., 2000; Torres-Hernández, et al., 2006; Ross & White, 2006; McClintock & White, 2006; Sichel et al., 2008). Esses apontaram que apesar das semelhanças rochas piroclásticas de conduto têm certas diferenças litológicas com aquelas de corpos extrusivos, tais como tamanho heterogêneo dos clastos e ausência de seleção granulométrica em escala de afloramento. Os corpos piroclásticos subvulcânicos do maciço Mendanha, Itaúna e da Ilha de Cabo Frio têm características geológicas, litológicas e petrográficas comuns, que podem representar brechas subvulcânicas de magmatismo alcalino félsico.

Este artigo apresenta descrições geológicas e petrográficas sobre o modo de intrusão, a forma e tamanho dos clastos, o tipo dos fragmentos, a estrutura de soldamento e de fluxo secundário, e a alteração hidrotermal das rochas piroclásticas. Com base nesses dados, mostra as considerações sobre o processo de formação das brechas vulcânicas de preenchimento de conduto e a forma de erupção vulcânica que ocorreram na superfície da Terra, propondo o modelo evolutivo de intrusão, fluidização e implosão de conduto.

## CORPOS PIROCLÁSTICOS SUBVULCÂNICOS

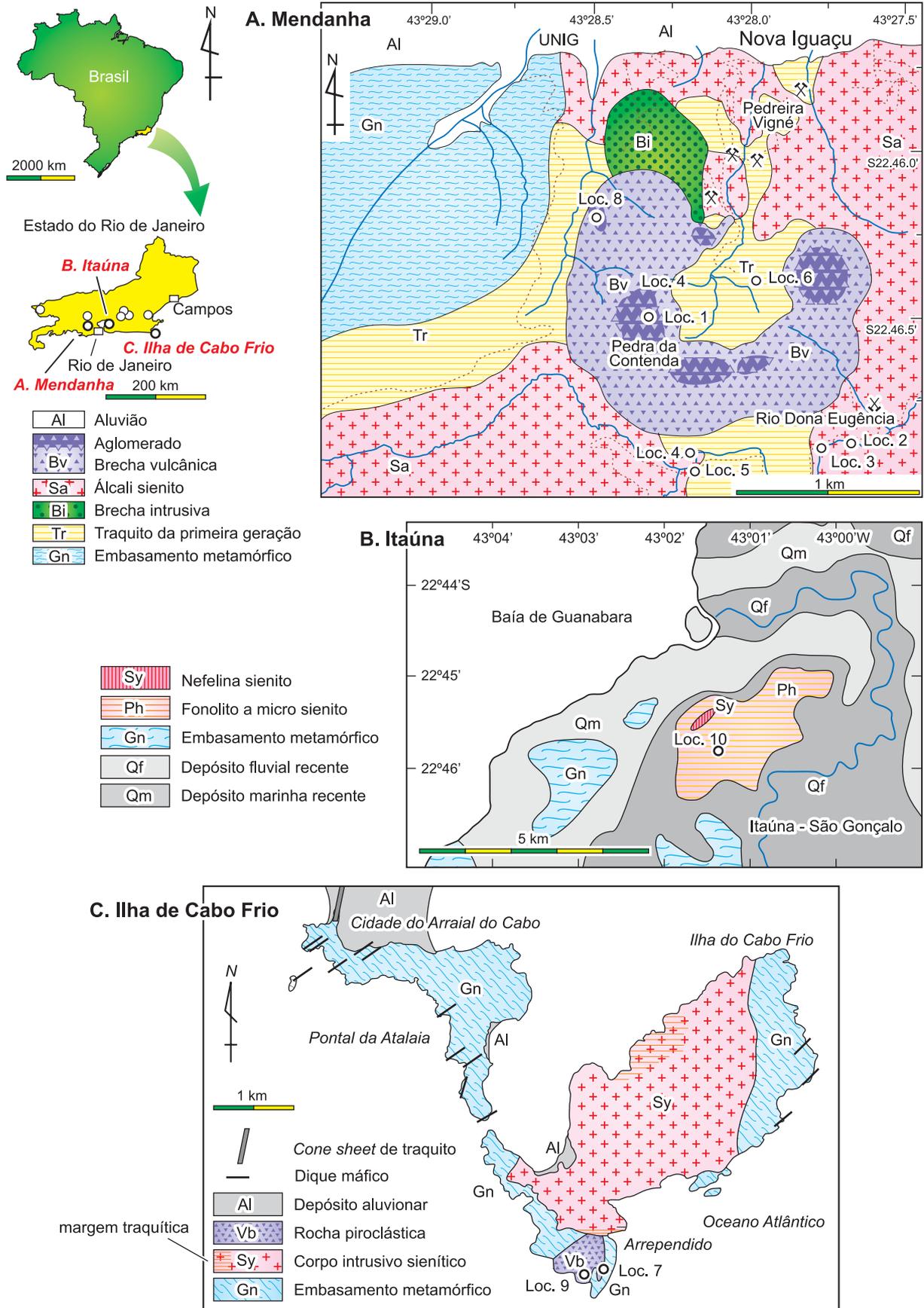
Na margem nordeste do maciço Mendanha, ocorre um corpo piroclástico em uma área com cerca de 1,5 km de diâmetro em torno da Pedra de Contenda (Loc. 1, Figura 1). A rocha piroclástica é intensamente intemperizada, apresentando feições intempéricas peculiares, tais como *case hardening*, dissociação mineral e estrutura pseudovesicular (Motoki et al., 2007b). O contato entre o corpo piroclástico principal e o álcali sienito do maciço Mendanha não é observado.

Além do corpo principal, ocorrem dezenas de corpos piroclásticos pequenos (Motoki et al., 2007a; c). Devido ao intemperismo avançado, os afloramentos são encontrados somente no fundo de vales, tais como Poço da Queda (Loc. 2, Figura 1A, Poço de Hidromassagem), Poço de Escorrega (Loc. 3), Poço das Cobras (Loc. 4), Caminho Geológico (Loc. 5) e Poço dos Bois

(Loc. 6). Esses expõem contatos entre a rocha piroclástica e a rocha encaixante.

No Poço da Queda, observa-se o álcali sienito intrudido por um corpo tabular de traquito e um corpo tabular de rocha piroclástica. O traquito é intrusivo no álcali sienito e a rocha piroclástica é intrusiva nos ambos (Figura 4A). Os trabalhos anteriores (e.g. Silveira et al., 2005) consideraram o traquito como constituinte de derrames de lava. Sendo assim, o contato deveria ser subhorizontal com intercalação de paleossolo. Entretanto, os contatos observados são bruscos e subverticais, sem intercalação de paleossolo. Desta forma, são considerados como intrusivos.

O traquito tem largura pouco menor do que 1 m com extensão horizontal de 12 m. O corpo piroclástico possui largura máxima de 3 m com extensão horizontal



**FIGURA 1.** Mapas geológicos de corpos piroclásticos: **A)** Maciço Mendanha, Nova Iguaçu (Motoki et al., 2007a); **B)** Maciço Itaúna, São Gonçalo (Motoki et al., 2008a); **C)** Ilha de Cabo Frio, Arraial do Cabo (Sichel et al., 2008).

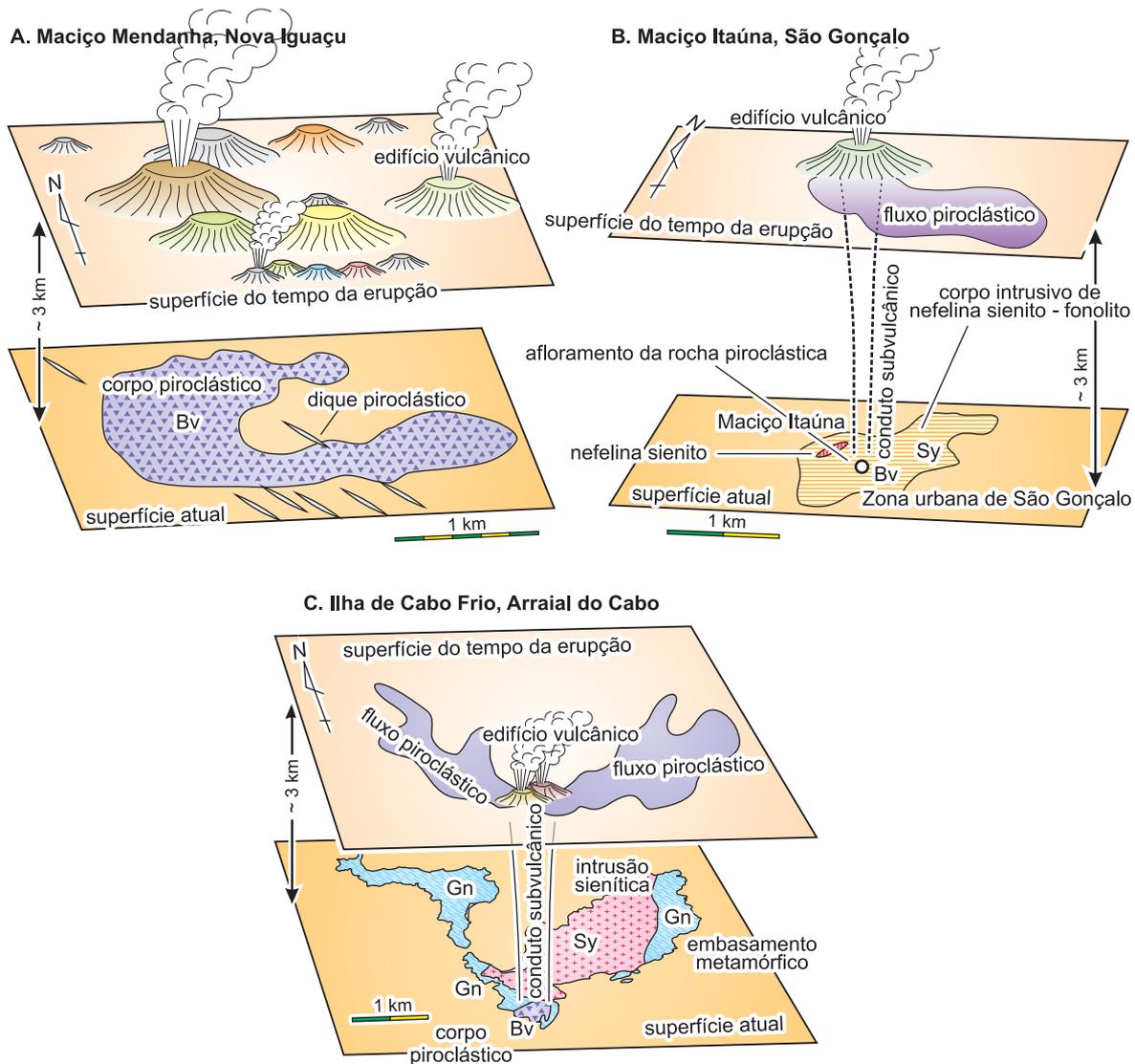


FIGURA 2. Modelos de posicionamento geológico dos corpos piroclásticos com condutos subvulcânicos. **A)** Maciço Mendanha (Motoki et al., 2007c); **B)** Maciço Itaúna (Motoki et al., 2008a); **C)** Ilha de Cabo Frio (Sichel et al., 2008).

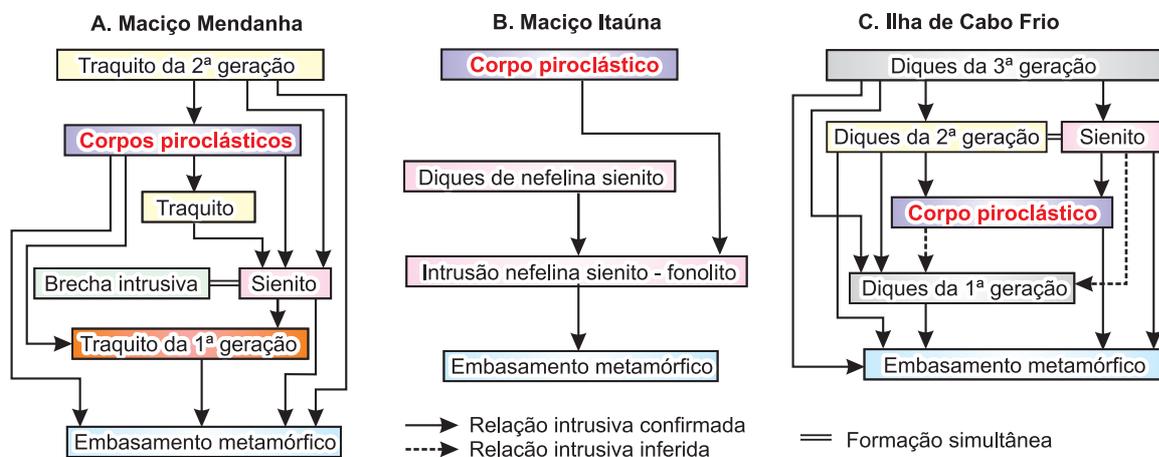


FIGURA 3. Relações intrusivas entre os corpos constituintes: **A)** Maciço Mendanha (Motoki et al., 2007a); **B)** Maciço Itaúna (Motoki et al., 2008a); **C)** Ilha de Cabo Frio (Motoki & Sichel, 2008; Motoki et al., 2008c).

de 7 m. A rocha piroclástica contém clastos angulosos de traquito e sienito de tamanho variável, desde milimétrico até 2,5 cm. Encontra-se a intrusão de forma similar no afloramento do Caminho Geológico (Loc. 5).

No Poço de Escorrega (Loc. 3), Poço das Cobras (Loc. 4) e Poço dos Bois (Loc. 6), ocorrem diques piroclásticos intrusivo no álcali sienito, sem intercalação de traquito. O corpo piroclástico do Poço de Escorrega tem mais de 30 m de largura e contém clastos de traquito de tamanho máximo de 30 cm.

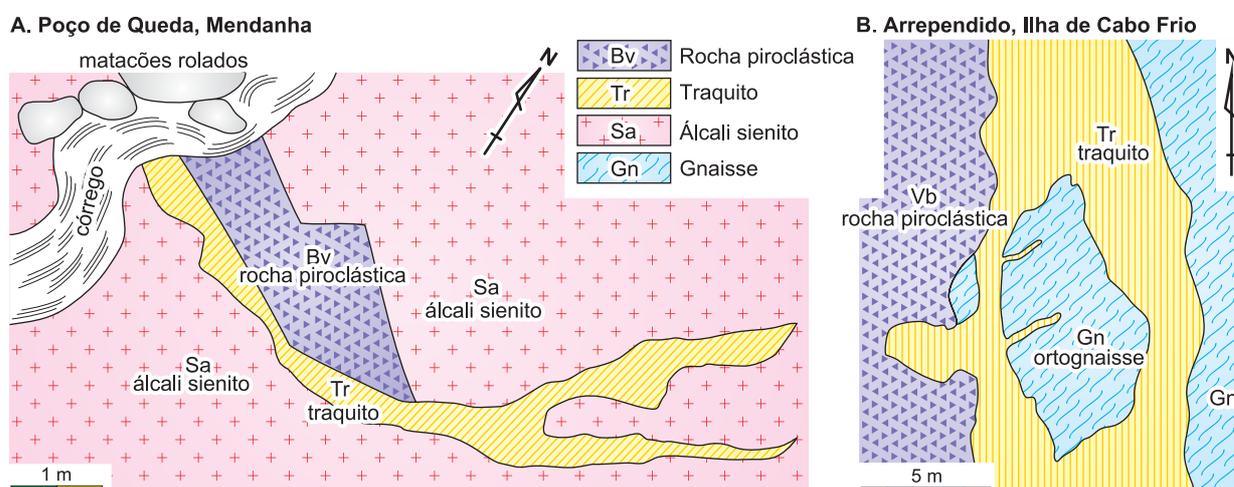
Na Ilha de Cabo Frio, o corpo piroclástico ocorre na sua margem sudoeste em uma área de 500 x 600 m e, intrude no embasamento composto de ortognaisse (Sichel et al., 2008). A rocha piroclástica deste corpo também é intensamente intemperizada.

Na localidade chamada por pescadores locais de “Arrependido” (Loc. 7, Figura 1C), observa-se os

afloramentos de contato entre o corpo piroclástico e o ortognaisse. O contato é brusco e subvertical com a intercalação de traquito. Observa-se o ortognaisse intrudido pelo traquito e o traquito intrudido pela rocha piroclástica (Figura 4B; Sichel et al., 2008). A largura da intercalação de traquito varia de 1 a 10 m. A forma da intrusão é similar à do Poço de Queda e do Caminho Geológico do maciço Mendanha.

No maciço Itaúna, não foi encontrado ainda o afloramento de contato. A área de distribuição da rocha piroclástica é muito pequena, com a extensão horizontal confirmada de 30 m.

A distribuição em áreas limitadas, os contatos subverticais de forma intrusiva afirma que essas rochas piroclásticas não são constituintes de depósitos de fluxo piroclástico, mas sim, de preenchimento de condutos e fissuras subvulcânicos.



**FIGURA 4.** Ilustração dos contatos intrusivos subverticais de corpos piroclásticos com a intercalação de traquito, vistas de cima para baixo: **A)** Poço da Queda (Poço de Hidromassagem), maciço Mendanha (Loc. 2, Motoki et al., 2007c); **B)** Arrependido, Ilha de Cabo Frio (Loc. 7, Sichel et al., 2008).

## DESCRIÇÃO DOS CLASTOS

As rochas piroclásticas acima citadas apresentam textura geral suportada por clastos e matriz (*clast matrix supported*). Porém, há uma grande variação local, desde a textura suportada por clastos até por matriz.

O tamanho geral dos clastos é menor do que 6 cm em diâmetro, havendo poucos clastos de 10 a 20 cm de diâmetro (Foto 1). Portanto, a rocha é classificada como lapilli tufo. Entretanto, em determinadas localidades do maciço Mendanha, ocorrem grandes clastos, até 3 m de diâmetro, tal como a Pedra Austral do maciço Mendanha (Loc. 8). Os clastos maiores do que 30 cm apresentam fraturas paralelas desenvolvidas em 3 direções com intervalo de 10 a 20 cm (Foto 2C). Certos clastos têm fraturas radiais (Foto 2A; Figura

5C). A coexistência dos clastos grandes e pequenos é comumente observada (Foto 2).

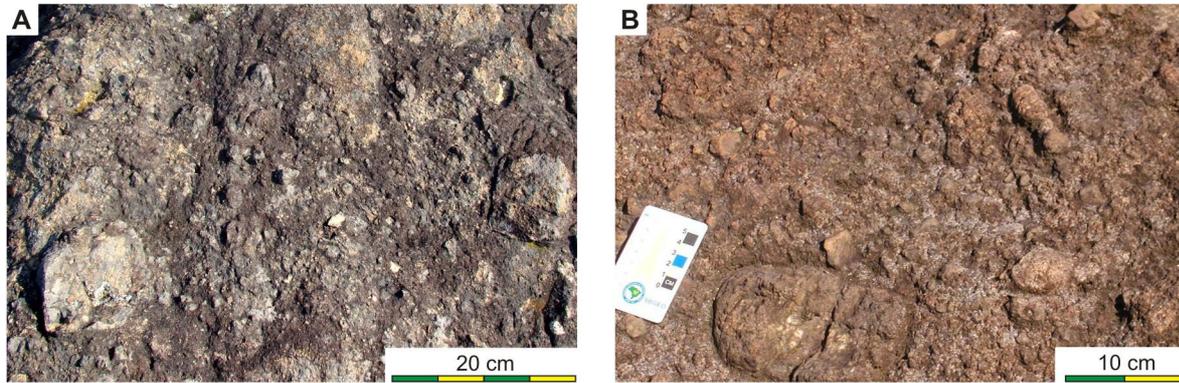
A forma dos clastos é muito variável. Os clastos grandes tendem a serem arredondados e os pequenos a serem angulosos. A estrutura da rocha piroclástica é heterogênea, não se observando seleção granulométrica dos clastos em escala de afloramento nem acamamento formado por clastos de tamanho diferente. Portanto, a rocha é classificada como *structureless tuff breccia* (McClintock & White, 2006).

Na Pedra da Contenda do maciço Mendanha (Loc. 1; Figura 1), observam-se ocorrências coletivas de grandes clastos de tamanho maior do que 50 cm com estrutura de auto-brechação (Figura 5), sugerindo

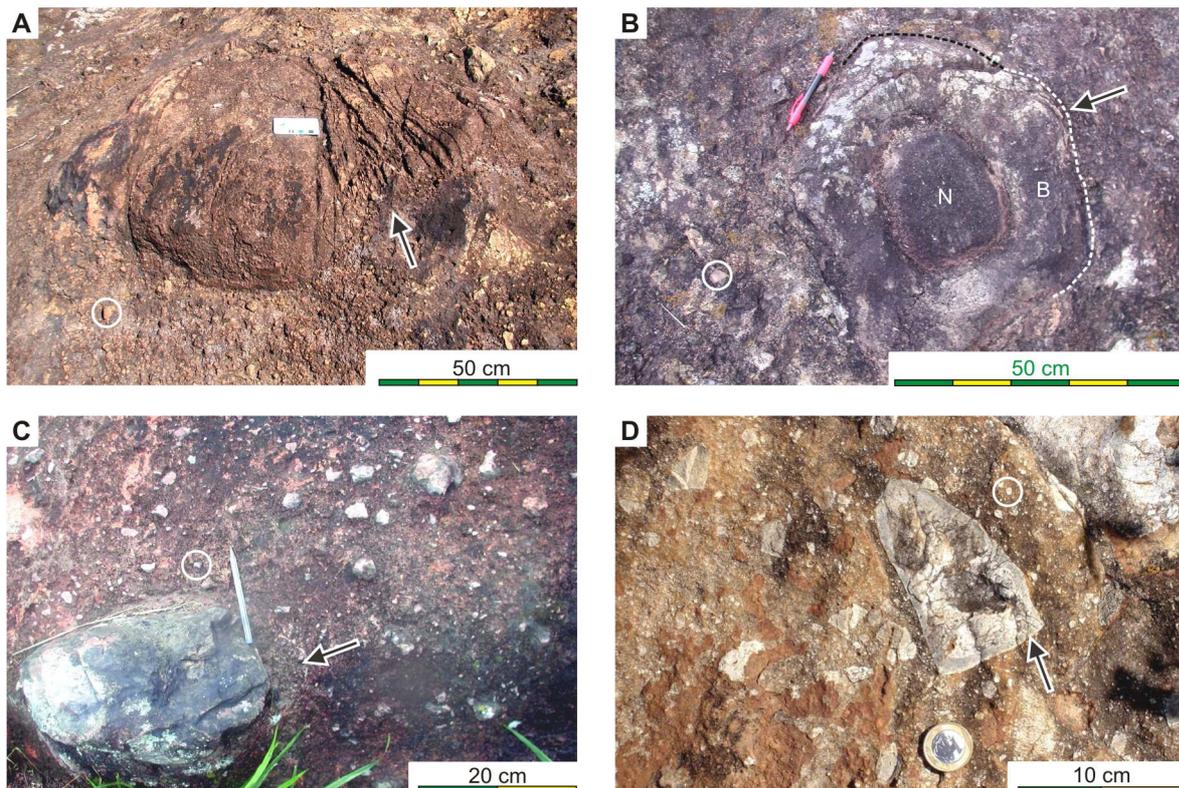
que esses formavam um clasto de tamanho métrico, porém foi fragmentado no local de posicionamento.

Observa-se também a ocorrência local do acamamento formado por ligeira seleção granulométrica dos clastos. Esta estrutura era interpretada por trabalhos anteriores como cobertura subaérea de fluxos piroclástico (Klein & Vieira, 1980; Klein, 1993). Entre-

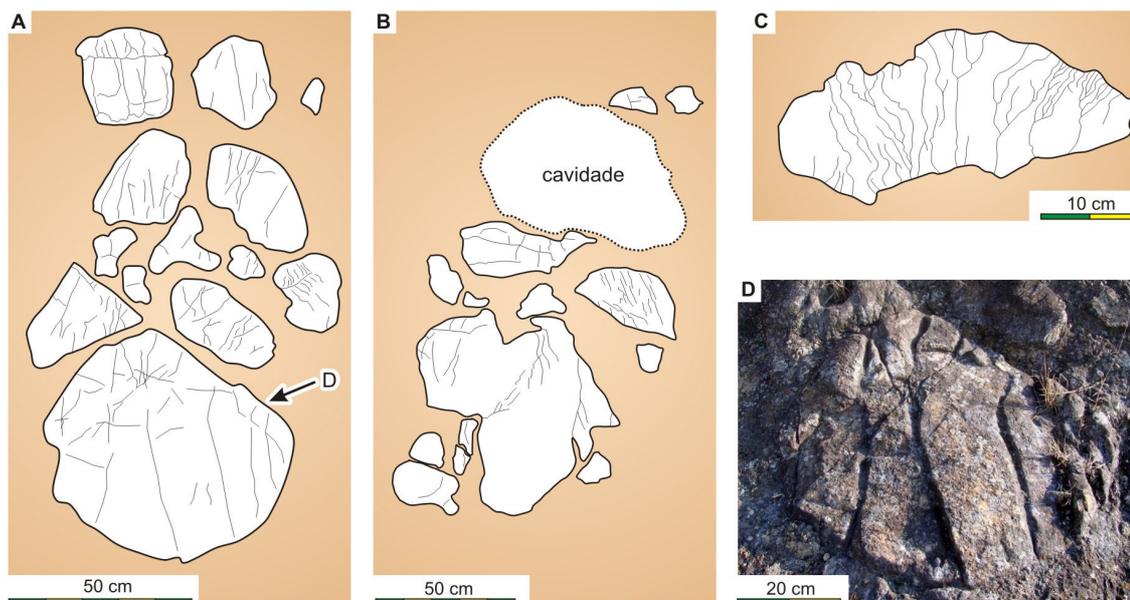
tanto, os contatos entre as camadas são ambíguos, irregulares (Foto 3B; C) e de alta declividade. Além disso, sua continuação horizontal é pequena, apenas dentro de um afloramento (Foto 3A). Estas características são incompatíveis com a idéia de fluxo piroclástico, porém favoráveis ao modelo de brecha de conduto subvulcânico.



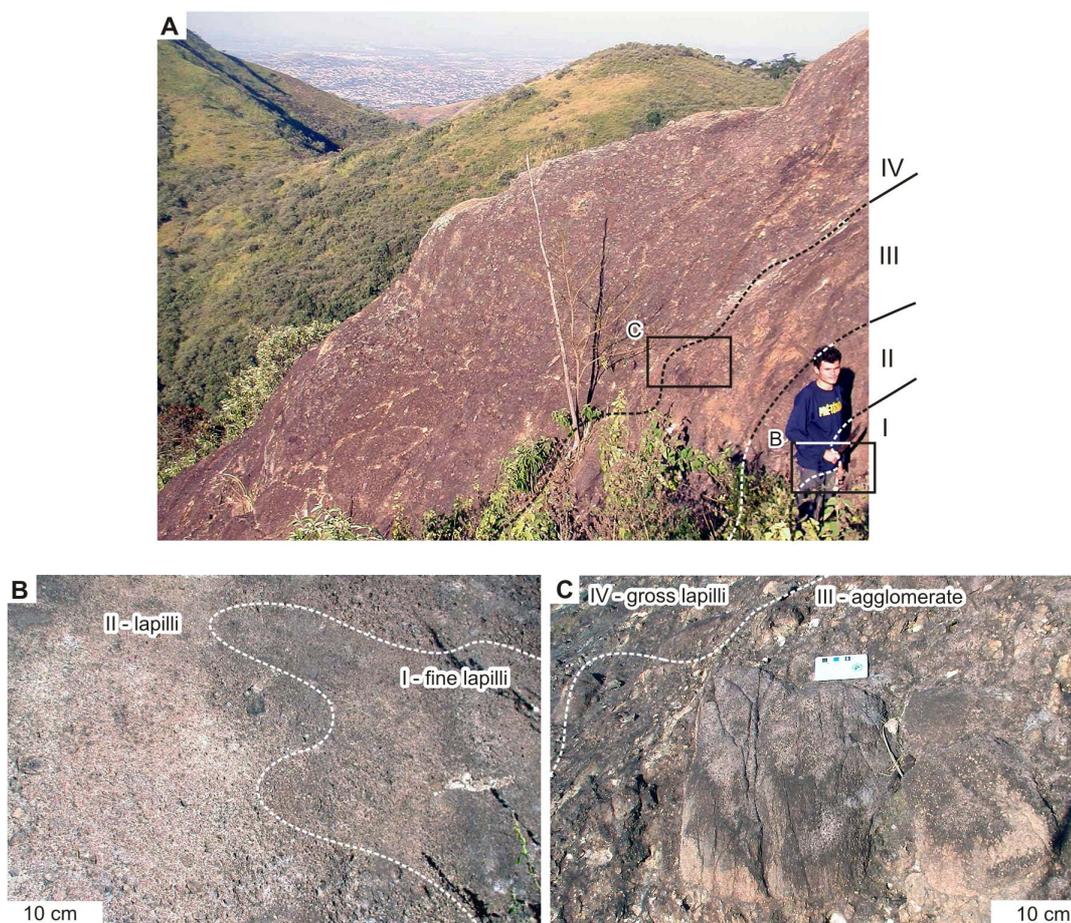
**FOTO 1.** Lapilli tufo contendo poucos clastos grandes, a textura comumente observada nas rochas piroclásticas do maciço Mendanha, maciço Itaúna e Ilha de Cabo Frio. As fotos são da Pedra da Contenda (Loc. 1) no maciço Mendanha.



**FOTO 2.** Clastos grandes (setas) e pequenos (círculos) que ocorrem nos mesmos afloramentos, segundo Motoki et al. (2007a; 2008a) e Sichel et al. (2008): **A)** Clasto semi-arredondado de 80 cm de comprimento com fraturas radiais, Pedra da Contenda, Mendanha, Loc. 1; **B)** Clasto com o núcleo não alterado (N) e a borda alterada (B), com a saliência na margem por *case hardening* (seta), Loc. 1; **C)** Clastos arredondados com fraturas paralelas, maciço Itaúna, Loc. 10; **D)** Clastos angulosos com a borda caracterizada por *case hardening* (seta), Ilha de Cabo Frio, Loc. 9.



**FIGURA 5.** Grandes clastos da Pedra da Contenda, do maciço Mendanha (Loc. 1): **A)** Ocorrência coletiva dos clastos grandes com a estrutura de auto-brechação; **B)** A mesma do outro ponto; **C)** Clasto com fraturas radiais com intervalo centimétrico por resfriamento muito rápido sugestivas da origem de domo de lava; **D)** Fraturas relevantes presentes nesses clastos, sugestivas de forte impacto na queda.



**FOTO 3.** Afloramento que apresenta leve acamamento, Pedra de Contenda, maciço Mendanha, Loc. 1: **A)** Vista geral do afloramento; **B)** Contato entre os níveis I, de lapilli tufo fino, e II, de lapilli tufo; **C)** Contato entre os níveis III, de aglomerado, e IV, de lapilli tufo grosso. O lapilli tufo (< 64 mm) e o aglomerado (> 64 mm) são definidos por tamanho médio de clastos conforme McPhie et al. (1993).

No maciço Mendanha, mais de 99% dos clastos são compostos de traquito. Os clastos de álcali sienito e gnaiss são de quantidade subordinada (Motoki et al., 2007a; b; c). Na Ilha de Cabo Frio, cerca de 60% dos clastos são traquito, 35% são gnaiss e 5% são rocha piroclástica soldada (Sichel et al., 2008). No maciço Itaúna, 100% dos clastos são constituídos por traquito. Desta forma, pode-se dizer que o traquito é o componente principal dos clastos dessas rochas piroclásticas. Não se observam fragmentos juvenis (*essential fragments*), tais como escória, bomba e *spatter*.

Os clastos de traquito de textura maciça são mais resistentes à alteração do que a matriz. Alguns clastos mostram feição intempérica peculiar, apresentando contraste entre o núcleo intacto e a borda alterada (Fotos 2B; 4C e D). Certos clastos apresentam saliência na margem pelo efeito de *case hardening* (Foto 4A, B; Motoki et al., 2007b).

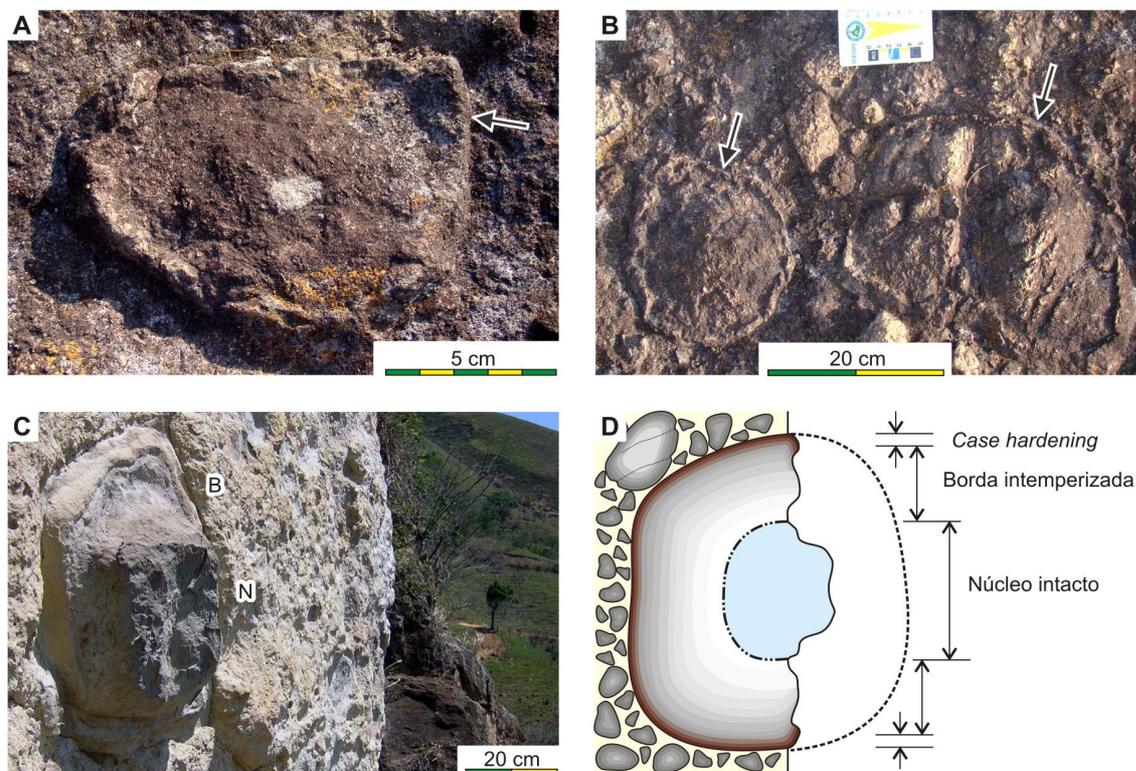
Klein & Vieira (1980) e Klein (1993) chamaram os clastos com nítida feição intempérica de *case hardening* como “bombas vulcânicas”. Silveira et al. (2005) chamaram os clastos arredondados como “bombas vulcânicas”. Esses autores interpretaram as “bombas” como provas de deposição subaérea, justificando a hipótese do vulcão extinto. Entretanto, os clastos são compostos de traquito de textura maciça, sem indícios de vesiculação e deformação plástica. Além disso, esses

não são fragmentos juvenis (*essential fragments*), mas fragmentos acessórios (*accessory fragments*). De acordo com a definição genética de vulcanologia (MacDonald, 1972; McPhie et al., 1993), não se podem classificar os clastos acima citados como bombas vulcânicas.

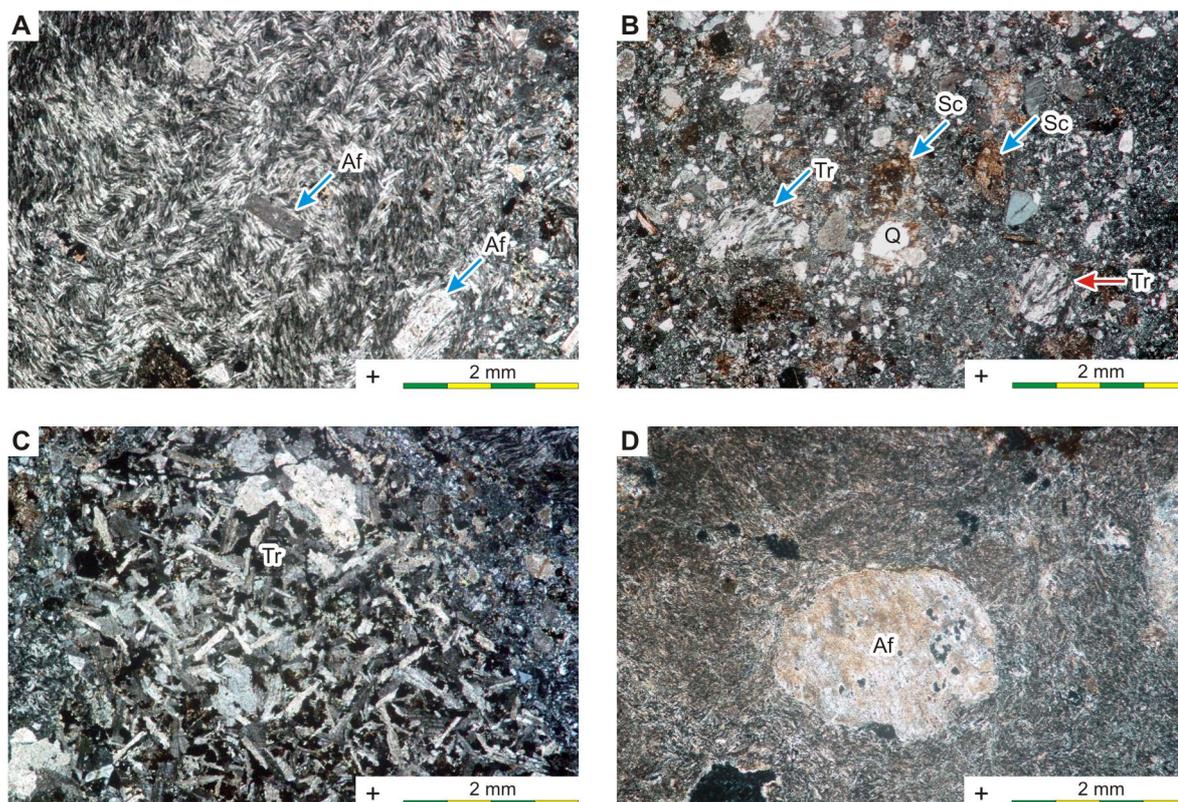
Os estudos ao microscópio revelaram que os clastos de traquito da Ilha de Cabo Frio têm micrólitos de feldspato alcalino com orientação ondulante (Foto 5A). Um micrólito está em contato com outros, não deixando espaços intersticiais. O tamanho do micrólito é variável, desde 0.02 x 0.1 mm até 0.1 x 0.5 mm (Foto 5B). Alguns clastos apresentam textura intersticial composta de feldspato alcalino de 0.1 x 0.5 mm (Foto 5C).

As texturas acima citadas indicam que o magma traquítico se resfriou em uma taxa relativamente baixa, possibilitando a formação dos micrólitos desenvolvidos e a textura intersticial. Este fato indica que o traquito não é constituinte de derrame de lava, mas sim, de um corpo intrusivo, tal como *neck*. A grande variação granulométrica dos micrólitos pode ser atribuída à diferença de taxa de resfriamento entre a zona de contato e a parte central do corpo intrusivo.

Os clastos de traquito do corpo Mendanha têm características similares, porém a variação granulométrica de micrólitos de clastos de traquito é maior ainda (Foto 5D). Existem muitos clastos com a massa fundamental devitrificada (Motoki et al., 2007a).



**FOTO 4.** Feições intempéricas de *case hardening* observadas em clastos de traquito, segundo Motoki et al. (2007b): **A, B)** Saliência na margem de clastos (setas), Pedra da Contenda do maciço Mendanha (Loc. 1); **C)** Clasto de traquito com saliência do núcleo intacto, Klein-Klippe do maciço Mendanha, Loc. 8; **D)** Ilustração explicativa do clasto da foto C.



**FOTO 5.** Fotomicrografias de clastos de traquito inclusos na rocha piroclástica da Ilha de Cabo Frio, Loc. 9, segundo Sichel et al. (2008): **A)** Fragmento de traquito de granulometria fina, com fenocristais de feldspato alcalino (Af), Farol, Ilha de Cabo Frio, Loc. 9; **B)** Clastos de traquito com granulometria relativamente grossa (Tr), Loc. 9; **C)** Fragmento de traquito com textura intersticial (Tr), Loc. 9; **D)** Clasto de traquito com granulometria fina da Pedra da Contenda, Mendanha, Loc. 1. Os demais minerais são: Af - feldspato alcalino; Sc - sericita.

## SOLDAMENTO

No maciço Itaúna, ocorre a estrutura altamente desenvolvida de soldamento com relevante fluxo secundário, denominada estrutura reooutaxítica (Smith, 1960), formando faixas de cores branca e laranja realçadas pelo forte efeito de intemperismo diferencial da matriz (Foto 6A, seta 1). Os planos do fluxo secundário são de alta declividade, com atitude de N30°W45E. A estrutura eutaxítica é observada em torno dos clastos na forma de deformação plástica da matriz (Foto 6B, seta 2). Apesar da presença da estrutura acamada do fluxo secundário, não se observa seleção granulométrica dos clastos em escala de afloramento.

Klein et al. (1999) interpretaram os clastos esféricos de tamanho centimétrico como pisolitos, chamados também de *accretionary lapilli*, que são encontrados em tefras (*air-fall deposits*). Eles anotaram também a estrutura de *bomb-sag*, que é originada de impactos de grandes blocos na superfície não consolidada. Entretanto, os trabalhos de campo revelaram que os clastos esféricos são compostos de

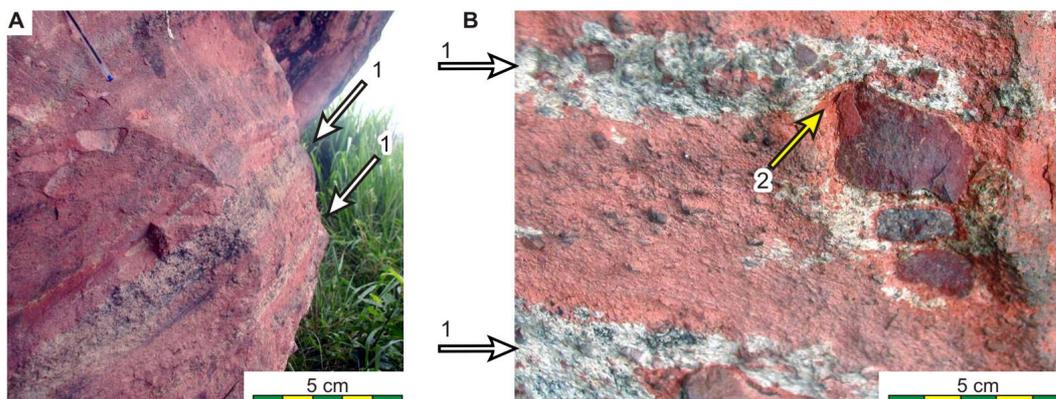
traquito maciço bem consolidado. A estrutura interpretada como de *bomb-sag* é atribuída à estrutura eutaxítica (Motoki et al., 2008a; Foto 6B).

Klein et al. (1999) consideraram a estrutura eutaxítica como uma evidência de deposição subaérea de um fluxo piroclástico. Entretanto, a estrutura reooutaxítica altamente desenvolvida ocorre também em rochas piroclásticas de preenchimento de conduto subvulcânico (Motoki, 1979; Motoki & Sichel, 2006). A alta declividade dos planos do fluxo secundário e a área de distribuição da rocha piroclástica muito limitada são incompatíveis com a idéia de depósitos subaéreos, mas são a favor do modelo de conduto subvulcânico (Motoki et al., 2008a; Foto 7D).

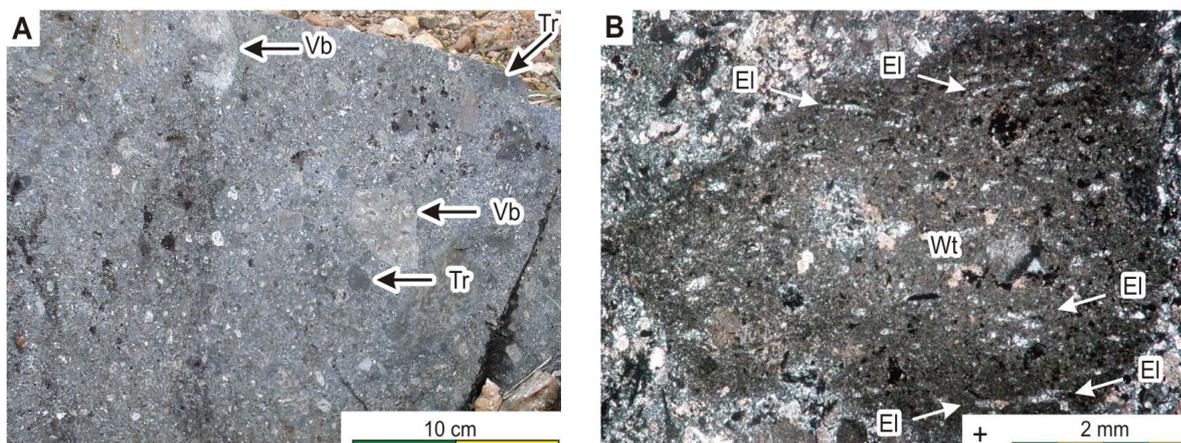
Apesar da pequena quantidade, ocorrem clastos de tufo soldado nas rochas piroclásticas do Mendanha (Klein et al., 1984) e da Ilha de Cabo Frio (Sichel et al., 2008). Os clastos de tufo soldado da Ilha de Cabo Frio mostram lentes essenciais (*essential lens*, *fiamme*), ou seja, púmices achatadas por deformação plástica, de 0.08 x 0.7 mm (Foto 7B, setas E1). A

proporção entre comprimento e largura, denominada *aspect ratio*, é relativamente baixa, sendo 7 a 10. As

lentes essenciais estão devitrificadas, transformando-se em calcedônia por devitrificação.



**FOTO 6.** Estrutura de soldamento com relevante fluxo secundário da brecha vulcânica do maciço Itaúna (Motoki et al., 2008a): A) Planos de fluxo secundário (seta 1); B) Estrutura eutaxítica representada por deformação plástica da matriz em torno do clasto (seta 2).



**FOTO 7.** Clastos de tufo soldado inclusos na rocha piroclástica da Ilha de Cabo Frio, Loc. 9, segundo Sichel et al. (2008): A) Superfície quase não alterada de um bloco rolado angular com clastos de tufo soldado (Vb) e traquito (Tr); B) Fotomicrografia em nicois cruzados de um clasto de tufo soldado (Wt) com pseudomórfos de lentes essenciais (El) preenchidos por calcedônia .

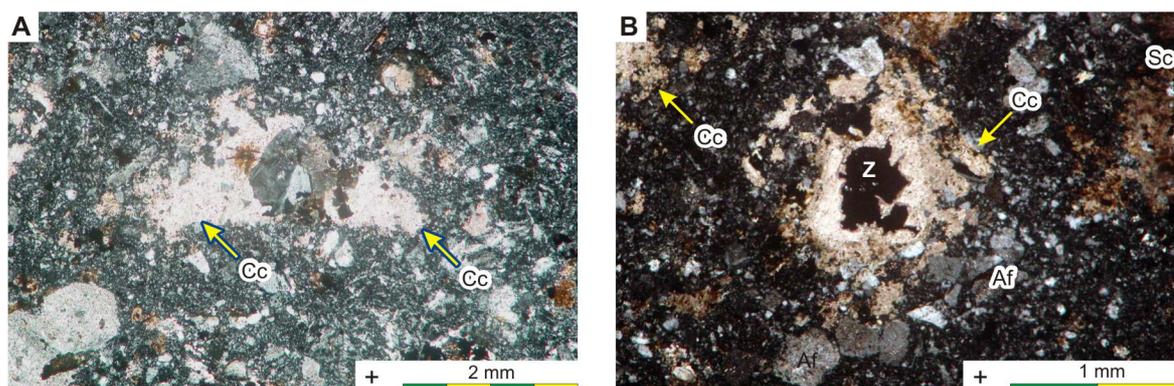
## ALTERAÇÃO HIDROTHERMAL

Em vários afloramentos, as rochas piroclásticas dos complexos alcalinos acima citados estão sob intenso efeito de alteração portanto muitas amostras não possuem a condição de observações microscópicas na sua matriz. Apenas poucas amostras coletadas a partir dos diques piroclásticos do Rio Dona Eugênia do maciço Mendanha (Loc. 2, 3, 4; Figura 1) e dos matacões angulosos e alguns afloramentos pequenos da Ilha de Cabo Frio (Loc. 9; Sichel et al., 2008) têm a matriz relativamente pouco alterada.

Ao microscópio, observam-se sericitização de feldspato alcalino (Foto 4B) e disseminação de

carbonatos (Foto 8), indicando forte hidrotermalismo que ocorreram nesses condutos subvulcânicos. A amostra coletada no Poço das Cobras (Loc. 4) também apresenta intensa disseminação de carbonato.

É possível que a diferença intempérica entre a brecha, intensamente alterada, e o sienito, com pouca alteração, é devida à resistência intempérica das rochas sieníticas pela passividade intempérica (*weathring passivity*). Isto é, a camada superficial composta de materiais argilosos que dificultam o avanço do intemperismo ao interior do corpo rochoso (Motoki et al., 2008b).



**FOTO 8.** Disseminação de carbonatos na rocha piroclástica da Ilha de Cabo Frio. Imagens em nicois cruzados, segundo Sichel et al. (2008).

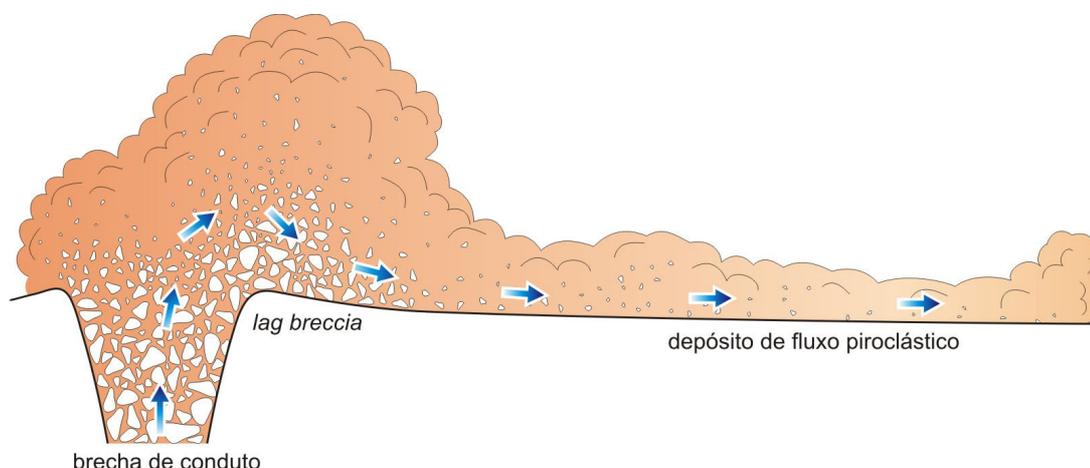
### FENÔMENOS NO CONDUTO SUBVULCÂNICO

Os clastos das rochas piroclásticas estudadas apresentam características comuns: abundância modal; forma não muito angulosa; tamanho variável; ausência quase total de seleção granulométrica. Os clastos grandes tendem a serem arredondados e os pequenos a serem angulosos. As características são observadas também em outras brechas vulcânicas de preenchimento de conduto subvulcânico (*vent-filling tuff breccia*), tais como: Complexo Ácido de Sumiyoshigawa, Kobe, Japão (Motoki, 1979); Complexos Alcalinos Intrusivos de Poços de Caldas, MG (Motoki, 1988); maciço Tanguá, Rio Bonito e Soarinho, RJ (Souza et al, 2008).

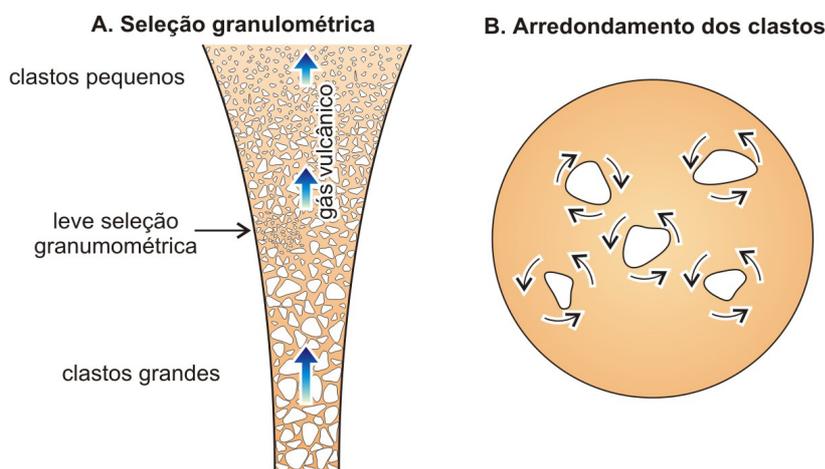
Os aspectos similares são observados em *lag breccia*, chamada também de *co-ignimbrite breccia*, que ocorre na cabeceira de fluxos piroclásticos, tais como: Vulcão Santorini, Grécia (Druitt & Sparks, 1982); Caldeira Aso, Japão (Kamata, S.K. & Kamata, H., 1990);

fluxo piroclástico do Planalto de Kos, Grécia (Allen & Cas, 1998). Os clastos grandes são arredondados e a rocha possui aspectos similares a conglomerado. A concentração dos clastos grandes é devida à retirada seletiva de clastos pequenos e pó de vidro (*glass-shard*) que compõe a matriz por gás vulcânico, deixando os clastos grandes que sobraram (Figura 6).

O mesmo mecanismo deve ocorrer no conduto vulcânico, mas de forma mais expressiva (Motoki et al., 1979). O gás vulcânico em ascensão dentro de um conduto transporta seletivamente objetos de granulometria fina para fora da cratera, deixando clastos grandes no conduto (Figura 7A). Os clastos em flutuação no conduto subvulcânico estão em rotação e esses se tornam arredondados através da fricção entre um clasto e outro (Figura 7B). Desta forma, esta rocha também apresenta aspectos similares a conglomerado (Motoki & Sichel, 2006).



**FIGURA 6.** Ilustração explicativa da relação entre brecha de preenchimento de conduto (*vent breccia*), *lag breccia* e depósito de fluxo piroclástico (*pyroclastic density flow*). O tamanho dos clastos em comparação com o diâmetro da cratera está exagerado.



**FIGURA 7.** Os fenômenos que ocorrem em um conduto subvulcânico, segundo Motoki (1979) e Motoki & Sichel (2006): **A)** Seleção granulométrica dos clastos em grande escala vertical; **B)** Arredondamento dos clastos em flutuação no conduto.

A seleção granulométrica dos clastos pode ser em função da forma de erupções piroclástica, explosiva ou efusiva (Motoki et al., 1979). Quando a erupção é explosiva não ocorre a seleção granulométrica. A forma, o tamanho e a estrutura de clastos da maioria das rochas piroclásticas do maciço Mendanha, do maciço Itaúna e da Ilha de Cabo Frio estão de acordo com este modelo.

Ao contrário, quando a erupção piroclástica é efusiva, ou seja, a velocidade do gás vulcânico em ascensão no conduto é relativamente homogênea, a seleção granulométrica ocorre dentro de conduto em uma grande escala vertical, de centenas a milhares de metros (Figura 7A). A ocorrência excepcional dos acamamentos ambíguos que se observa no afloramento da Pedra da Contenda, do maciço Mendanha (Foto 8), poderia ser formada durante o momento em que a erupção piroclástica foi temporariamente efusiva. Em certos casos, este processo forma o tufo soldado com grande abundância de fenocristais chamado de *crystal tuff* (Motoki, 1979).

A brecha soldada de preenchimento de conduto subvulcânico (*vent-filling welded tuff breccia*) se difere da brecha de fluxo piroclástico por exibir contatos subverticais, ausência de seleção granulométrica em escala de afloramento, clastos grandes arredondados e estrutura reoetaxítica de alto ângulo altamente desenvolvida (Motoki & Sichel, 2006). Dentre esses, as diferenças na estrutura reoetaxítica são notáveis.

Considera-se que os depósitos piroclásticos no conduto vulcânico (Figura 8A) são submetidos ao processo de soldamento logo após o seu posicionamento. Os púmices são achatados e o pó de vidro da matriz (*glass shard*) é deformado plasticamente de uma forma similar ao depósito de fluxo piroclástico soldado. No caso de depósito de fluxo piroclástico

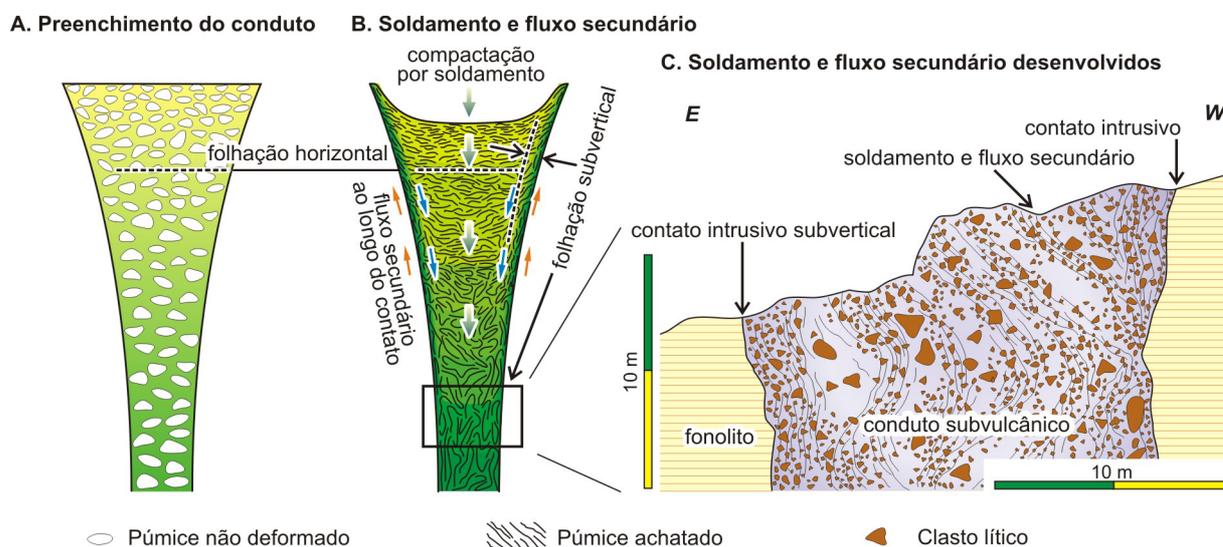
subaéreo, quanto mais alta for a temperatura e quanto maior for a espessura do depósito piroclástico, tanto mais intenso será o soldamento (Smith, 1960). No caso de depósito de preenchimento de conduto, a espessura do depósito é virtualmente infinita e o resfriamento no conduto é mais lento do que na superfície da Terra. Portanto, o soldamento é muito mais intenso, especialmente em níveis profundos no conduto subvulcânico (Motoki, 1979).

Certos depósitos de fluxo piroclástico densamente soldados apresentam fluxo viscoso dos materiais soldados pela força gravitacional, denominado fluxo secundário (*secondary flow*). As lentes essenciais de configuração original subhorizontal são reconfiguradas paralelamente ao plano de fluxo secundário, isto é, à superfície de deposição que tem uma certa declividade. Quanto maior for a temperatura do depósito e quanto maior for a declividade da superfície de deposição, tanto maior será a intensidade do fluxo secundário (Smith, 1960). No caso de depósito de preenchimento, a superfície de deposição é a parede de conduto vulcânico (*vent wall*), que é subvertical, e o resfriamento do depósito é lento. Portanto, ocorre intenso fluxo secundário em depósito de preenchimento de conduto subvulcânico (Motoki, 1979). A compactação vertical do depósito por soldamento causa o fluxo secundário subvertical ao longo do plano de contato (Figura 8B). Em níveis profundos, o fluxo secundário de alto ângulo ocorre não somente na zona de contato, como também na parte central do conduto subvulcânico (Figura 8C).

A estrutura reoetaxítica de depósitos de preenchimento de conduto é muito mais desenvolvida do que depósitos de fluxo piroclástico. As lentes essenciais têm *aspect ratio* acima de 100 e os aspectos gerais são parecidos aos da estrutura riotaxítica

(Motoki, 1979). Mesmo considerando este fator, a estrutura reooutaxítica dos corpos piroclásticos estudados é aparentemente pouco relevante (e.g. Motoki, 2007a; 2008a; Sichel et al., 2008). O fato pode ser atribuído à disseminação de carbonatos pela alteração hidrotermal e conseqüente desenvolvimento de intemperismo, o que mascararam a estrutura

reoutaxítica. Forte hidrotermalismo dentro de conduto subvulcânico é observado também na Mina de Caldas, do Complexo Alcalino Intrusivo de Poços de Caldas, MG (Oliveira, 1986). Sendo assim, o hidrotermalismo com disseminação de carbonatos pode ser uma característica comum de brecha de preenchimento de conduto subvulcânico de magmatismo alcalino félsico.



**FIGURA 8.** Ilustração esquemática de processo de soldamento e fluxo secundário no conduto subvulcânico: **A)** Materiais piroclásticos depositados no conduto subvulcânico com púmices sem deformação; **B)** Achatamento de púmices por soldamento e conseqüente ocorrência de fluxo secundário ao longo do plano de contato (modificado de Motoki & Sichel, 2006); **C)** Fluxo secundário altamente desenvolvido observado no maciço Itaúna (Motoki et al., 2008a).

## IMPLOÇÃO DE CONDUTO

As rochas piroclásticas contêm alto teor de clastos de traquito. Esta abundância é desproporcional à composição da rocha encaixante. A rocha encaixante do corpo piroclástico do maciço Mendanha é composta principalmente de álcali sienito e subordinadamente de traquito e gnaíse. O traquito constituinte da rocha encaixante é da primeira geração (Motoki et al., 2007a), cuja massa fundamental é holocristalina e de granulometria relativamente grossa. Por outro lado, o traquito constituinte dos clastos é da segunda geração, com a massa fundamental devitrificada.

Os diques piroclásticos do Poço de Escorrega e do Poço das Cobras, do maciço Mendanha, são abundantes em clastos de traquito da segunda geração porém sua rocha encaixante é álcali sienito. A rocha encaixante do corpo piroclástico da Ilha de Cabo Frio é gnaíse, porém 60% dos clastos são de traquito (Sichel et al., 2008). O mesmo fenômeno é observado em diques piroclásticos da porção ocidental do maciço Mendanha intrusivo em nefelina sienito, chamado de “Chaminé do Lamego” (Klein et al., 1984).

Os clastos maiores do que 50 cm de diâmetro ocorrem coletivamente em algumas localidades. Em certos casos, esses apresentam estrutura de auto-brechação (Figura 5A e B). O fato sugere que os clastos grandes eram posicionados em um nível superior dentro do conduto subvulcânico e caíram até o nível do presente afloramento, que corresponde a cerca de 3 km de profundidade a partir da superfície daquele tempo (Motoki et al., 2007a). A fragmentação ocorreu pelo impacto da queda. As fraturas relevantes em determinados clastos (Figura 5D; Foto 3C) poderiam ser originadas do impacto.

Os clastos de tufo soldado com lentes essenciais de baixo *aspect ratio*, em torno de 8 (Foto 7B), indicam que o grau de soldamento desses foi muito mais baixo do que a matriz envolvente, com lentes essenciais bem achatados, com *aspect ratio* superior a 100. Esta observação sugere que os clastos eram originados de um nível subsuperficial e caíram até a presente posição (Sichel et al., 2008).

Os contatos dos corpos piroclásticos intercalam

traquito de largura métrica entre a rocha encaixante e a rocha piroclástica. O traquito é intrusivo na rocha encaixante e a rocha piroclástica é intrusiva no traquito (Figura 4). Portanto, o traquito não é um dique intrusivo entre a rocha encaixante e a brecha vulcânica.

Os três fenômenos acima citados são pouco conhecidos e podem ser explicados pelo modelo evolutivo de intrusão, fluidização e implosão, com base na idéia de Motoki et al. (2007c).

A intercalação de traquito nos contatos com a rocha encaixante sugere que o espaço atualmente ocupado pela rocha piroclástica era preenchido pelo magma traquítico e o traquito intercalado corresponde à margem deste corpo intrusivo. A granulometria amplamente variável dos micrólitos de clastos de traquito da Ilha de Cabo Frio pode ser devido à diferença na taxa de resfriamento magmático entre o centro e a borda do corpo intrusivo.

O magma traquítico é de alta viscosidade e, portanto a ascensão magmática é lenta e o corpo intrusivo tem forma irregular (Figura 4). Devido à ascensão lenta, quando o magma chegou à superfície da Terra, o magma que preencheu o conduto subvulcânico poderia ter iniciado sua consolidação a partir do contato (Figura 9A). Considera-se que na superfície da Terra daquele tempo, poderia ser formado um domo de lava. Este estágio é chamado de estágio de intrusão (*intrusion stage*).

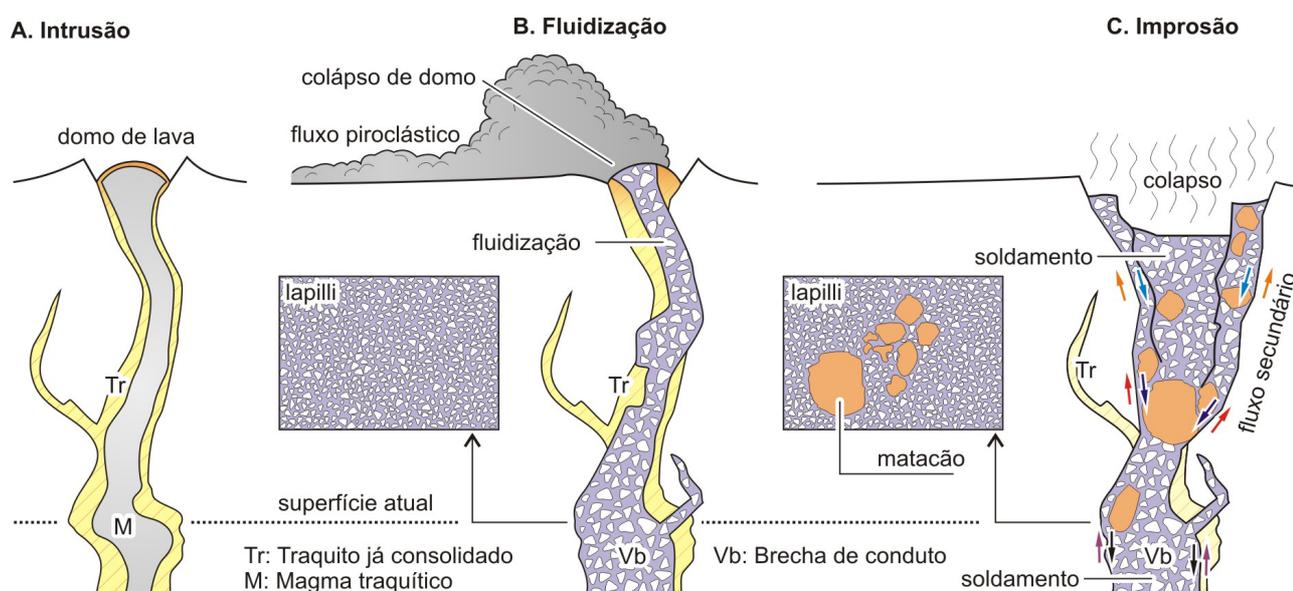
Quando ocorre o desmoronamento do domo, o magma cheio de materiais voláteis libram esses na

atmosfera e, devido à rápida vesiculação o magma transformou-se em pó fino de vidro (*glass shard*). A mistura deste pó de vidro com o gás vulcânico formou uma emulsão de alta fluidez, o fenômeno denominado fluidização (*fluidization*; Smith, 1960). A fluidização gerou um fluxo piroclástico a partir do lado lateral do domo, chamado de colapso de domo de lava (*lava dome collapse*), que ocorre em erupções peleanas (*Pelean eruption*, MacDonald, 1972).

A fluidização deve ter ocorrido não somente na superfície do domo como também no interior do conduto. As pesquisas de vulcões ativos e jovens não determinaram até que profundidade a fluidização pode atingir. Os três corpos acima citados fornecem uma resposta: neste caso a fluidização dentro dos condutos subvulcânicos atingiu pelo menos 3 km de profundidade. O traquito já consolidado na zona de contato foi pulverizado transformando-se em clastos acessórios (Figura 9B). Este processo justifica a grande abundância dos clastos de traquito, independentemente da composição da rocha encaixante.

O colapso de domo não é o único mecanismo que provoca a fluidização no conduto. Outras erupções explosivas, tal como formação de caldeira vulcânica do tipo cracatoano (Yokoyama, 1962), também, pode provocar o fenômeno acima citado. Este estágio é chamado de estágio de fluidização (*fluidization stage*).

No estágio final da erupção, o gás vulcânico perdeu a força e os blocos de traquito da superfície e subsuperfície desmoronaram para dentro do conduto.



**FIGURA 9.** Mecanismo de formação das rochas piroclásticas do maciço Mendanha, maciço Itaúna e Ilha de Cabo Frio, com base no modelo de implosão de conduto: **A)** Intrusão de traquito e formação de domo de lava; **B)** Fluidização e emissão de fluxo piroclástico; **C)** Implosão de conduto e soldamento do material piroclástico de preenchimento de conduto, junto com o fluxo secundário.

O fenômeno corresponde à implosão de conduto e pode justificar a existência eventual dos clastos maiores do que 50 cm.

A superfície de domo é coberta por blocos e esses têm disjunções bem desenvolvidas de intervalo centimétrico em direção perpendicular à superfície do domo, denominadas disjunções prismáticas (*prismatic joints*), formadas pelo posicionamento em alta temperatura na superfície e resfriamento rápido em seguida (Motoki et al., 2006). As fraturas radiais observadas em certos clastos grandes da Pedra da Contenda do maciço Mendanha (Foto 2A; Figura 5C) podem corresponder a este tipo de disjunção. O núcleo preservado de grandes clastos desta localidade apresenta textura devitrificada (Foto 5D), indicando resfriamento rápido. Esses clastos poderiam ser

originados da superfície do domo de lava.

Os clastos de tufo soldado com lentes essenciais pouco achatados foram formados na subsuperfície e, também foram trazidos até a presente posição. A existência destes clastos indica mais de uma ocorrência de erupção piroclástica e colapso de conduto. A implosão de conduto é conhecida, também, nas pesquisas de erupção vulcaniana (*Vulcanian eruption*; Kennedy et al., 1995). No conduto, ocorrem soldamento e fluxo secundário. Este estágio é chamado de estágio de implosão (*implosion stage*; Figura 9C).

Conseqüentemente, a fluidização do magma traquítico resultou a explosão e a emissão de fluxo piroclástico na superfície da Terra e a implosão e o colapso dos fragmentos líticos para dentro do conduto subvulcânico.

## CONCLUSÕES

As observações geológicas, litológicas e petrográficas das rochas piroclásticas de preenchimento de condutos e fissuras subvulcânicos do maciço Mendanha, maciço Itaúna e da Ilha de Cabo Frio, RJ, apresentam os seguintes resultados:

1. As áreas de distribuição das rochas piroclásticas são limitadas em comparação as brechas de fluxo piroclástico. Certos corpos ocorrem como diques piroclásticos de poucos metros de largura.
2. Os contatos com a rocha encaixante são intrusivos e verticais, com a intercalação de traquito de largura métrica entre a rocha piroclástica e a rocha encaixante. O traquito é intrusivo na rocha encaixante e a rocha piroclástica é intrusiva no traquito.
3. As rochas piroclásticas apresentam textura suportada por clastos e matriz. O tamanho geral dos clastos é menor do que 6 cm e, portanto, as rochas são classificadas como lapilli tufo. Os grandes clastos tendem a serem arredondados e os pequenos a serem angulosos.
4. A estrutura da rocha piroclástica é geralmente heterogênea, não se observando seleção granulométrica dos clastos e acamamento vulcânico. Os grandes clastos coexistem com os pequenos no mesmo afloramento.
5. Em determinadas localidades, observam-se ocorrências coletivas de clastos maiores do que 50 cm com estrutura de auto-brechação. Considera-se que esses eram presentes em um nível superior, caíram no conduto até a presente posição e se fragmentaram pelo impacto.
6. Os clastos são constituídos principalmente por traquito. A abundância de traquito é desproporcional à composição da rocha encaixante. Não há fragmentos juvenis, tais como escória, bomba e *spatter*.
7. Certos clastos mostram feições intempéricas de *case hardening*, dissociação mineral e estrutura pseudovesicular.
8. Observa-se a estrutura altamente desenvolvida de soldamento e de fluxo secundário. Os planos do soldamento e de fluxo secundário são de alta declividade, mais de 45°.
9. As rochas piroclásticas são intensamente intemperizadas devido à disseminação de carbonatos por alteração hidrotermal.
10. O contato intrusivo subvertical com a rocha encaixante, a área de distribuição limitada, os clastos semi-arredondados de tamanho variável, sem seleção granulométrica dos clastos em escala de afloramento e os planos de soldamento de alto ângulo podem ser características comuns de rochas piroclásticas de preenchimento de condutos e fissuras subvulcânicos do magmatismo alcalino félsico.
11. Os autores propõem o seguinte processo de formação para as rochas piroclásticas estudadas: 1) Quando o magma traquítico chegou até a superfície, o magma dentro do conduto já começou a ser consolidado (estágio de intrusão); 2) A fluidização do magma fragmenta o traquito já consolidado transformando-o em clastos (estágio de fluidização). Na superfície da Terra, ocorreu erupção com emissão de fluxo piroclástico; 3) No final da erupção, ocorreu a implosão do conduto e soldamento e fluxo secundário dos materiais piroclásticos de preenchimento de conduto (estágio de implosão).

## AGRADECIMENTOS

O presente artigo foi elaborado para a edição especial da Revista Geociências, Rio Claro, SP, baseando-se nas apresentações do 4º Simpósio de Vulcanismo e Ambientes Associados, realizado em abril de 2008, Foz do Iguaçu, PR. Os autores agradecem à comissão organizadora para a oportunidade da elaboração. Os autores estão gratos também aos alunos Marcela Lobato e Daniel Adelino da Universidade do Estado do Rio de Janeiro, à dedicação durante os trabalhos de campo.

## REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

1. ALLEN, S.R. & CAS, R.A.F. Lateral variations within coarse co-ignimbrite lithic breccias of the Kos Plateau Tuff, Greece. **Bulletin of Volcanology**, v. 59, n. 5, p. 356-377, 1998.
2. BRYAN, S.E.; EWART, A.; STEPHENS, C.J.; PARIANOS, J.; DOWNES, P.J. The Whitsunday Volcanic Province, Central Queensland, Australia: lithological and stratigraphic investigations of a silicic-dominated large igneous province. **Journal of Volcanology and Geothermal Research**, v. 99, n. 1-4, p. 55-78, 2000.
3. DRUITT, T.H. & SPARKS, R.S.J. A proximal ignimbrite breccia facies on Santorini, Greece: **Journal of Volcanology and Geothermal Research**, v. 13, p. 147-171, 1982.
4. KAMATA, S.K. & KAMATA, H. The proximal facies of the Tosu pyroclastic-flow deposit erupted from Aso caldera, Japan. **Bulletin of Volcanology**, v. 52, n. 5, p. 325-333, 1990.
5. KENNEDY, B.; SPIELER, O.; SCHEU, B.; KUEPPERS, U.; TADDEUCCI, J.; DINGWELL, D.B. Conduit implosion during Vulcanian eruptions. **Geology**, v. 33, n. 7, p. 581-584, 2005.
6. KLEIN, V.C. & VIEIRA, A.C. Uma chaminé vulcânica na Serra de Madureira, Nova Iguaçu, Rio de Janeiro. In: ACADEMIA BRASILEIRA DE CIÊNCIAS, **Resumo de Comunicação**, Rio de Janeiro, v. 52, p. 200, 1980.
7. KLEIN, V.C. **O Vulcão Alcalino de Nova Iguaçu (Estado do Rio de Janeiro): Controle Estrutural e Processo de Erupção**. Rio de Janeiro, 1993. 107 p. Tese (Doutorado em Geologia) – Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro. (Inédito).
8. KLEIN, V.C.; VALENÇA, J.G.; VIEIRA, A.C. Ignimbritos do vulcão de Nova Iguaçu e da “Chaminé do Lamego”, Rio de Janeiro. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 33, 1984, Rio de Janeiro. **Anais...** Rio de Janeiro: Sociedade Brasileira de Geologia, 1984, p. 4346-4354.
9. KLEIN, V.C.; VALENÇA, J.G.; ANDREIS, R.R.; RAMOS, R.C. Depósitos vulcanoclásticos em Itaúna (RJ): análise preliminar de sua estratigrafia, estrutura e composição. In: ACADEMIA BRASILEIRA DE CIÊNCIAS, **Resumos de Comunicações**, Rio de Janeiro, v. 71, n. 1, p. 153, 1999.
10. LIMA, P.R.A.S. Geologia dos maciços alcalinos do Estado do Rio de Janeiro. Parte I - Localização e geologia dos maciços. Semana de Estudos Geológicos, Universidade Federal Rural do Rio de Janeiro. **Apostila**, p. 205-245, 1976. (Inédito).
11. MACDONALD, G.A. **Volcanoes**. Prentice-Hall, Englewood Cliffs, New York, 510 p., 1972.
12. MAEDA, K.; TONODA, K.; SUZUKI, T. The geological outline of the undersea portion of the Seikan Tunnel. **Journal of the Japan Society of Engineering Geology**, v. 24, n. 3, p. 113-123, 1983.
13. McCLINTOCK, M. & WHITE, J.D.L. Large phreatomagmatic vent complex at Coombs Hills, Antarctica: Wet, explosive initiation of flood basalt volcanism in the Ferrar-Karoo LIP. **Bulletin of Volcanology**, v. 68, n. 3, p. 215-239, 2006.
14. McPHIE, J.; DOYLE, M.; ALLEN, R. **Volcanic Textures**. University of Tasmania, Sandy Bay, Australia, 197 p., 1993.
15. MIURA, D. Accurate pyroclastic conduits, ring faults, and coherent floor at Kumano caldera, southwest Honshu, Japan. **Journal of Volcanology and Geothermal Research**, v. 92, n. 3-4, p. 271-294, 1999.
16. MOTOKI, A. Cretaceous volcanic vents in southeast part of Mt. Rokko, western Honshu, Japan. **Bulletin of the Volcanological Society of Japan**, v. 24, n. 2, p. 55-72, 1979.
17. MOTOKI, A. An outline about problems of volcanic caldera hypothesis of the Poços de Caldas Alkaline Complex Rock Body, Minas Gerais - São Paulo, Brazil. In: CONGRESSO LATINO-AMERICANO DE GEOLOGIA, 7, 1988, Belém. **Anais...** Belém: Sociedade Brasileira de Geologia, 1988, v. 1, p. 309-323.
18. MOTOKI, A. & SICHEL, S.E. Avaliação de aspectos texturais e estruturais de corpos vulcânicos e subvulcânicos e sua relação com o ambiente de cristalização, com base em exemplos do Brasil, Argentina e Chile. **REM - Revista Escola de Minas**, Ouro Preto, v. 59, n. 1, p. 13-23, 2006.
19. MOTOKI, A. & SICHEL, S.E. Hydraulic fracturing as a possible mechanism of dyke-sill transitions and horizontal discordant intrusions in trachytic tabular bodies of Arraial do Cabo, State of Rio de Janeiro, Brazil. México: **Geofísica Internacional**, v. 47, n. 1, p. 13-25, 2008.
20. MOTOKI, A.; ORIHASHI, Y.; NARANJO, J.A.; HIRATA, D.; SKVARCA, P.; ANMA, R. Geologic reconnaissance of Lautaro Volcano, Chilean Patagonia. **Revista Geológica de Chile**, v. 33, n. 1, p. 177-187, 2006.
21. MOTOKI, A.; SICHEL, S.E.; SOARES, R.S.; NEVES, J.L.P.; AIRES, J.R. Geological, lithological, and petrographical characteristics of the Itaúna Alkaline Intrusive Complex, São Gonçalo, State of Rio de Janeiro, Brazil, with special attention of its emplacement mode. **Geociências**, v. 27, n. 1, p. 31-42, 2008 (a).
22. MOTOKI, A.; PETRAKIS, G.H.; SICHEL, S.E.; CARDOSO, C.E.; MELO, R.C.; SOARES, R.S.; MOTOKI, K.F. Origem dos relevos do Maciço Sienítico do Mendanha, RJ, com base nas análises geomorfológicas e sua relação com a hipótese do Vulcão de Nova Iguaçu. **Geociências**, v. 27, n. 1, p. 97-113, 2008 (b).
23. MOTOKI, A.; SICHEL, S.E.; SAVI, D.C.; AIRES, J.R. Mecanismo de intrusão dos corpos tabulares de colocação subhorizontal discordante da Ilha de Cabo Frio e das áreas adjacentes, município de Arraial do Cabo, RJ. **Geociências**, v. 27, n.2, p. 207-218, 2008 (c).
24. MOTOKI, A.; SOARES, R.S.; NETTO, A.M.; SICHEL, S.E.; AIRES, J.R.; LOBATO, M. Reavaliação do modelo genético do Vulcão de Nova Iguaçu, RJ: origem eruptiva ou intrusão subvulcânica?. **REM - Revista Escola de Minas**, Ouro Preto, v. 60, n. 4, p. 583-592, 2007 (a).
25. MOTOKI, A.; SOARES, R.S.; LOBATO, M.; SICHEL, S.E.; AIRES, J.R. Feições intempéricas em rochas alcalinas félsicas de Nova Iguaçu, RJ. **REM - Revista Escola de Minas**, Ouro Preto, v. 60, n. 3, p. 451-458, 2007 (b).
26. MOTOKI, A.; SOARES, R.S.; NETTO, A.M.; SICHEL, S.E.; AIRES, J.R.; LOBATO, M. Forma de ocorrência geológica dos diques de rocha piroclástica no Vale do Rio Dona Eugênia, Parque Municipal de Nova Iguaçu, RJ. **Geociências**, v. 26, n. 1, p. 67-82, 2007 (c).

27. OLIVEIRA, J.I. Um modelo geológico de mineralizações em caldeira de subsidência. **Brasil Mineral**, v. 28, p. 45-47, 1986.
28. ROSS, P.S. & WHITE, J.D.L. Debris jets in continental phreatomagmatic volcanoes: A field study of their subterranean deposits in the Coombs Hills vent complex, Antarctica. **Journal of Volcanology and Geothermal Research**, v. 149, n. 1-2, p. 62-84, 2006.
29. SICHEL, S.E.; MOTOKI, A.; SAVI, D.C.; SOARES, R.S. Subvolcanic vent-filling welded tuff breccia of the Cabo Frio Island, State of Rio de Janeiro, Brazil. **REM - Revista Escola de Minas**, Ouro Preto, v. 61, n. 4, p. 423-432, 2008.
30. SILVEIRA, L.S.; DUTRA, T.; VALENTE, S.C.; RAGATKY, D.C., Modelos eruptivos preliminares para o Complexo Vulcânico de Nova Iguaçu, RJ. In: SIMPÓSIO DE VULCANISMO E AMBIENTES ASSOCIADOS, 3, 2005, Cabo Frio. **Anais...** Cabo Frio: Sociedade Brasileira de Geologia/Núcleo RJ, 2005, p. 333-337.
31. SMITH, R.L. Ash flows. **Geological Society of America Bulletin**, v. 71, p. 795-842, 1960.
32. SOUZA, F.A.L.; COELHO, C.E.S.; DARDENNE, M.; NOGUEIRA, J.R.; GERALDES, M.C. A intrusão alcalina do Tanguá e as mineralizações de fluorita. In: SIMPÓSIO DE VULCANISMO E AMBIENTES ASSOCIADOS, 4, 2008, Foz do Iguaçu. **Anais...** Foz do Iguaçu: Sociedade Brasileira de Geologia/Núcleo SP, p. 1-6. CD-ROM.
33. STASIUK, V.M.; BARCLAY, J.; CARROLL, M.R.; JAUPART, C.; RATTÉ, J.C.R.; SPARKS, R.S.J.; TAIT, S.R. Degassing during magma ascent in the Mule Creek vent (USA). **Bulletin of Volcanology**, v. 58, n. 2-3, p. 117-130, 1996.
34. TORRES-HERNÁNDEZ, J.R.; LABARTHE-HERNÁNDEZ, G.; AGUILLÓN-ROBES, A.; GÓMEZ-ANGUIANO, M.; MATA-SEGURA, J.L. The pyroclastic dykes of the Tertiary San luis Potosí volcanic field: Implications of the emplacement of Panalillo ignimbrite. **Geofísica Internacional**, Ciudad del Mexico, v. 45, n. 4, p. 243-253, 2006.
35. ULBRICH, H.H.G.J. **A petrografia, a estrutura e quimismo de nefelina sienitos do Maciço Alcalino de Poços de Caldas, MG-SP**. São Paulo, 1984. 360 p. Tese (Livres Docência em Geologia) – Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo. (Inédito).
36. ULBRICH, H.H.G.J. & GOMES, C.B. Alkaline rocks from continental Brazil. **Earth-Science Reviews**, v. 17, p. 135-154, 1981.
37. VALENÇA, J.G. Geologia dos maciços alcalinos do Estado do Rio de Janeiro. Parte II - Correlações geológicas. In: Semana de Estudos Geológicos, Universidade Federal Rural do Rio de Janeiro, **Apostila**, p. 247-259, 1976. (Inédito).
38. WOLFF, J.A. Welded-tuff dykes, conduit closure, and lava dome growth at the end of explosive eruptions. **Journal of Volcanology and Geothermal Research**, v. 28, n. 3-4, p. 379-384, 1986.
39. WOOLLEY, A.R. **Alkaline rocks and carbonatites of the world, Part 1. North and South America**. British Museum of Natural History, London, 216 p., 1987.
40. YOKOYAMA, I. Structure of caldera and gravity anomaly. **Bulletin of Volcanology**, v. 26, n. 1, p. 62-67, 1962.

*Manuscrito Recebido em: 13 de setembro de 2008  
Revisado e Aceito em: 8 de abril de 2009*

