

Erupção explosiva, implosão de conduto e formação dos corpos piroclásticos subvulcânicos dos maciços alcalinos do Mendanha, Itaúna e Ilha de Cabo Frio, RJ

Akihisa Motoki, DMPI/UERJ, Brazil
 Susanna Eleonora Sichel, LAGEMAR/UFF, Brazil
 Rodrigo Soares, LAGEMAR/UFF, Brazil
 José Ribeiro Aires, ABAST/PETROBRAS, Brasil
 David Canabarro Savi, IEAPM, Brasil
 Giannis Hans Petrakis, DMPI/UERJ, Brasil
 Kenji Freire Motoki, LAGEMAR/UFF, Brazil

Copyright 2009, SBGf - Sociedade Brasileira de Geofísica

This paper was prepared for presentation during the 11th International Congress of the Brazilian Geophysical Society held in Salvador, Brazil, August 24-28, 2009.

Contents of this paper were reviewed by the Technical Committee of the 11th International Congress of the Brazilian Geophysical Society and do not necessarily represent any position of the SBGf, its officers or members. Electronic reproduction or storage of any part of this paper for commercial purposes without the written consent of the Brazilian Geophysical Society is prohibited.

Abstract

The authors present geologic, lithologic, and petrographic characteristics of vent-filling pyroclastic rocks of the Mendanha, Itaúna, and Cabo Frio Island bodies, State of Rio de Janeiro, Brazil, and the consideration about their formation process. The contacts with the wall rocks are subvertical and between the pyroclastic rock and the host rock, a trachyte intercalation of metric width is present. The large clasts tend to be rounded and the small ones to be angular. No grain-size sorting of the clasts is 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 rheoautaxitic structure is found. The pyroclastic rocks are intensely weathered because of carbonate dissemination caused by hydrothermal alteration. These observations suggest the following formation process for the pyroclastic rocks: 1) The volcanic vent was filled by the trachytic magma and the magma consolidation started from the contact plane; 2) The magma fluidization and consequent explosive eruption took place, and the trachyte already consolidated in the conduit was crushed transforming into clasts; 3) The conduit implosion occurred and large trachyte blocs collapsed into the conduit.

Introdução

No Estado do Rio de Janeiro, ocorrem complexos de rochas sieníticas do final do Cretáceo ao início do Cenozóico. Certos desses estão acompanhados por rochas piroclásticas de conduto subvulcânico (e.g. Motoki et al., 2007; 2008; Sichel et al., 2008).

As rochas piroclásticas de preenchimento de conduto subvulcânico têm aspectos litológicos e petrográficos similares com os depósitos piroclásticos extrusivos. Entretanto, as rochas de conduto e fissura subvulcânicos apresentam certas diferenças com aquelas de fluxo piroclástico, tais como tamanho heterogêneo dos clastos e ausência de seleção granulométrica (e.g. Torres-

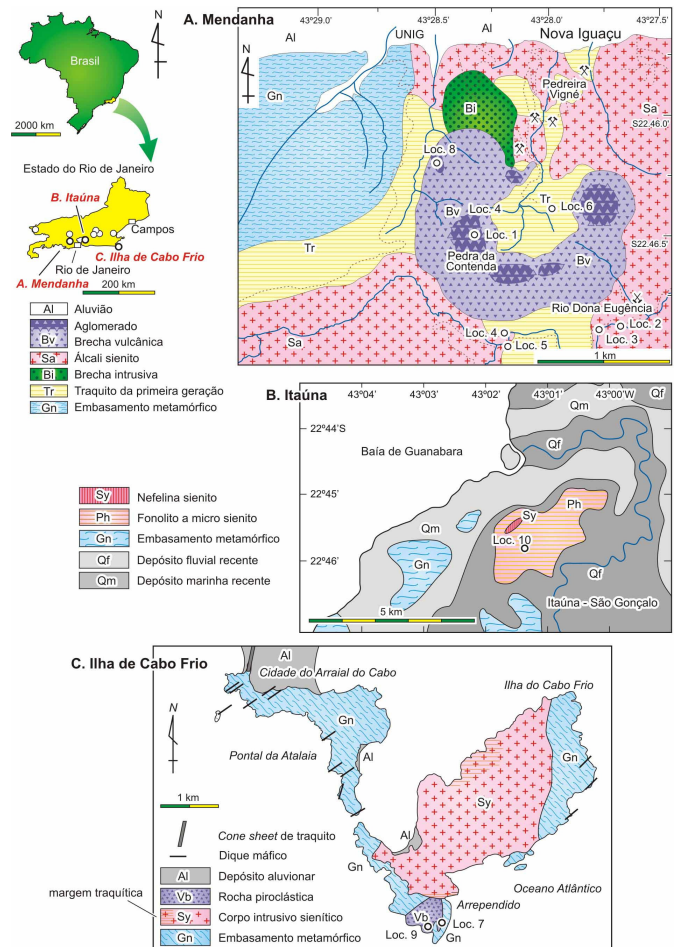


Figura 1. Mapa geológico de corpos piroclásticos do: A) Maciço Mendanha, (Motoki et al., 2007a); B) Maciço Itaúna (Motoki et al., 2008a); C) Ilha de Cabo Frio, (Sichel et al., 2008).

Hernández, et al., 2006; Ross & White, 2006; McClintock & White, 2006;).

Os corpos piroclásticos do maciço Mendanha, Itaúna e da Ilha de Cabo Frio, RJ, apresentam feições características de brecha de conduto, sendo bons exemplos de brechas subvulcânicas de magmatismo alcalino félsico (Figura 1).

Os autores apresentam descrições geológicas e petrográficas sobre o modo de intrusão, a forma e tamanho dos clastos, o tipo dos fragmentos e a estrutura de soldamento dessas rochas piroclásticas subvulcânicas, apresentando o modelo evolutivo de intrusão, fluidização e implosão de conduto.

Contato com a rocha encaixante

No Poço da Queda (Loc. 2), no Maciço Mendanha, observa-se o álcali sienito intrudido por um corpo tabular de traquito e um corpo tabular de rocha piroclástica. O

clastos de 10 a 20 cm de diâmetro (Figura 3). 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

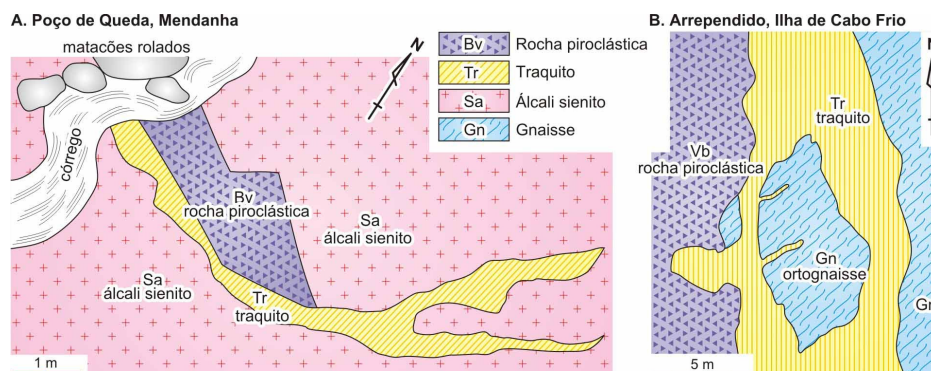


Figura 2. Contatos intrusivos subverticais de corpos piroclásticos com a intercalação de traquito: A) Poço da Queda, Mendanha (Loc. 2, Motoki et al., 2007b); B) Arrependido, Ilha de Cabo Frio (Loc. 7, Sichel et al., 2008).

traquito é intrusivo no álcali sienito e a rocha piroclástica é intrusiva nos ambos (Figura 2A). Os contatos observados são bruscos e subverticais. 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 de 7 m. A rocha piroclástica contém clastos angulosos de traquito e sienito de tamanho variável, desde milimétrico até 2,5 cm. No Poço de Escorrega (Loc. 2), Poço das Cobras (Loc. 3) e Poço dos Bois (Loc. 6), no mesmo maciço alcalino, ocorrem diques piroclásticos intrusivo no álcali sienito, sem intercalação de traquito.

No Arrependido, na Ilha de Cabo Frio (Loc. 7), observa-se os afloramentos de contato entre o corpo piroclástico e o ortognaise. O contato é brusco e subvertical com a intercalação de traquito. Expõe-se o ortognaise intrudido pelo traquito e o traquito intrudido pela rocha piroclástica (Figura 2B). 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.

cm (Figura 3C). Certos clastos têm fraturas radiais (Figura 3A). A coexistência dos clastos grandes e pequenos é comumente observada. Os clastos grandes tendem a serem arredondados e os pequenos a serem angulosos. Não se observa seleção granulométrica dos clastos, sendo classificada como *structureless tuff breccia* (McClintock & White, 2006). Na Pedra da Contenda do

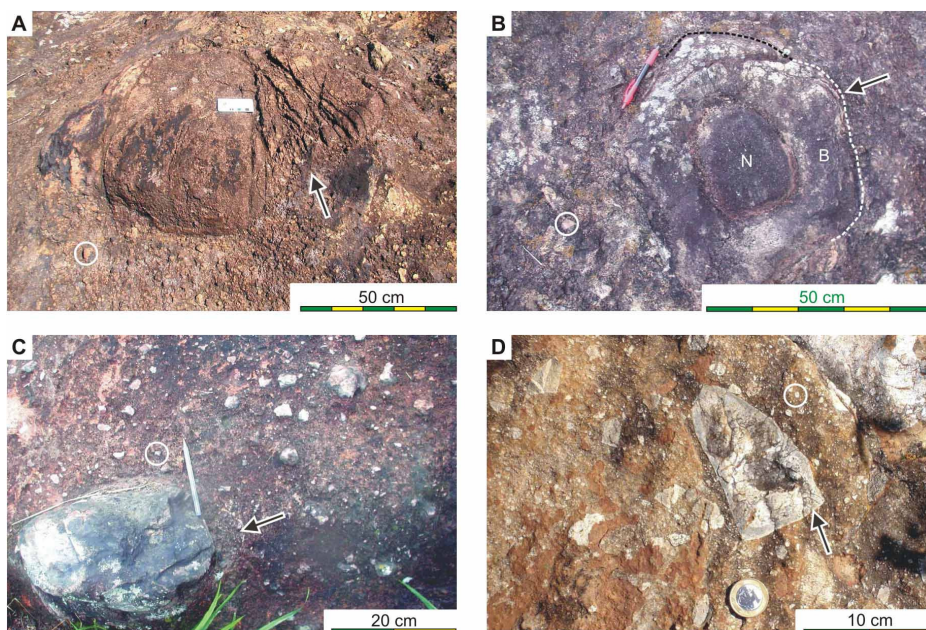


Figura 3. Clastos grandes (setas) e pequenos (círculos) que ocorrem nos mesmos afloramentos: A) Clasto semi-arredondado de 80 cm de comprimento com fraturas radiais, Mendanha, Loc. 1; B) Clasto com o núcleo não alterado (N) e a borda alterada (B), com a saliência na margem por *case hardening* (seta), Loc. 1; C) Clastos arredondados com fraturas paralelas, Itaúna, Loc. 10; D) Clastos angulosos com a feição de *case hardening* (seta), Ilha de Cabo Frio, Loc. 9.

Descrição dos clastos

O tamanho geral dos clastos é menor do que 6 cm em diâmetro, havendo poucos

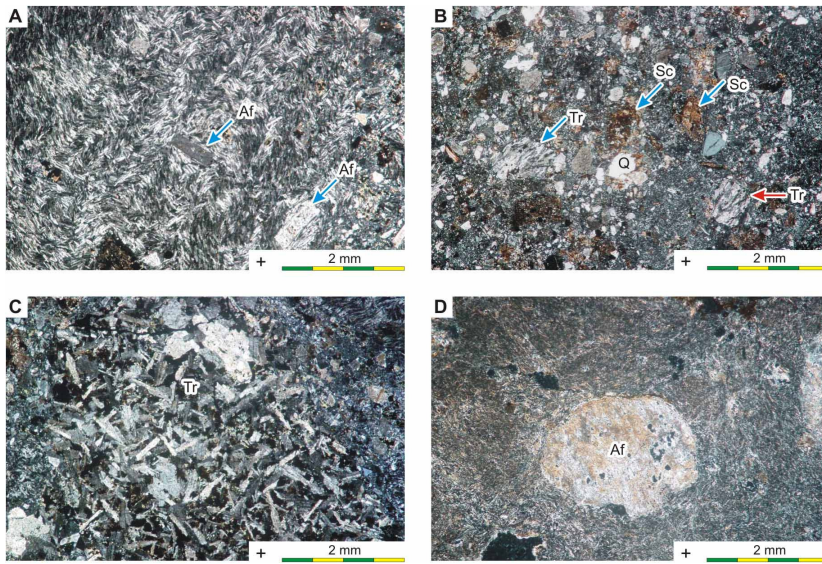


Figura 4. Fotomicrografias de clastos de traquito inclusos na rocha piroclástica da Ilha de Cabo Frio, Loc. 9: A) Fragmento de traquito de granulometria fina, com fenocristais de feldspato alcalino (Af), Ilha de Cabo Frio, Loc. 9; B) Clastos de traquito com granulometria relativamente grossa (Tr), Loc. 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.

maciço Mendanha (Loc. 1), observam-se ocorrências coletivas de grandes clastos de tamanho maior do que 50 cm com estrutura de auto-brechação, sugerindo que esses formavam um clasto de tamanho métrico, porém foi fragmentado no local de posicionamento.

No maciço Mendanha, mais de 99% dos clastos são de traquito. Na Ilha de Cabo Frio, cerca de 60% dos clastos são traquito, 35% são gnaisse e 5% são rocha piroclástica soldada. 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 essenciais (*essential fragments*), tais como escória, bomba e *spatter*.

Os clastos de traquito maciço são mais resistentes à alteração do que a matriz. Alguns clastos mostram feição intempérica peculiar, caracterizado por *case hardening*.

Os estudos microscópicos revelaram que os clastos de traquito da Ilha de Cabo Frio têm micrólitos de feldspato alcalino com orientação ondulante (Figura 4A). 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 (Figura 4B). Alguns clastos apresentam textura intersticial composta de feldspato alcalino de 0.1 x 0.5 mm (Figura 4C).

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.

Soldamento

No maciço Itaúna, observa-se a estrutura altamente desenvolvida de soldamento com relevante fluxo secundário, denominada estrutura reoeutaxítica, formando faixas de cores branca e laranja realçadas pelo forte efeito de intemperismo diferencial da matriz. 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. Apesar da presença da estrutura acamada do fluxo secundário, não se observa seleção granulométrica dos clastos em escala de afloramento.

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, flamme*), ou seja, púmices achatadas por deformação plástica, de 0.08 x 0.7 mm (Figura 12B, 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.

Fenômenos no conduto subvulcânico

Os clastos estudados 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. Essas características são comuns em brechas de preenchimento de conduto subvulcânico.

Os aspectos similares são observados em *lag breccia*, que ocorre na cabeceira de fluxos piroclásticos (Druitt & Sparks, 1982; Kamata, S.K. & Kamata, H., 1990; Allen & Cas, 1998). Os clastos grandes apresentam aspectos similares a conglomerado. A concentração dos clastos grandes é devida à retirada seletiva de clastos pequenos e pó de vidro (*glass-shard*) por gás vulcânico.

O mesmo mecanismo deve ocorrer no conduto vulcânico, mas de forma mais expressiva. 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 5A). Os clastos em flutuação no conduto subvulcânico estão em rotação e esses se tornam arredondados através da fricção entre um clasto e outro (Figura 5B). esta forma,

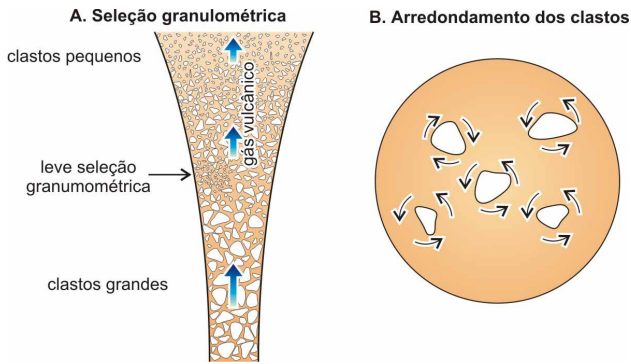


Figura 5. Os fenômenos que ocorrem em um conduto subvulcânico: A) Seleção granulométrica dos clastos em grande escala vertical; B) Arredondamento dos clastos em flutuação no conduto.

esta rocha também apresenta aspectos similares a conglomerado (Motoki & Sichel, 2006).

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 reooutaxítica de alto ângulo altamente desenvolvida.

Os depósitos piroclásticos no conduto vulcânico 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. 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 intenso, especialmente em níveis profundos no conduto subvulcânico.

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. 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. A compactação vertical do depósito por soldamento causa o fluxo secundário subvertical ao longo do plano de contato (Figura 6B). 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 6C).

A estrutura reooutaxítica 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.

Implosão 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.

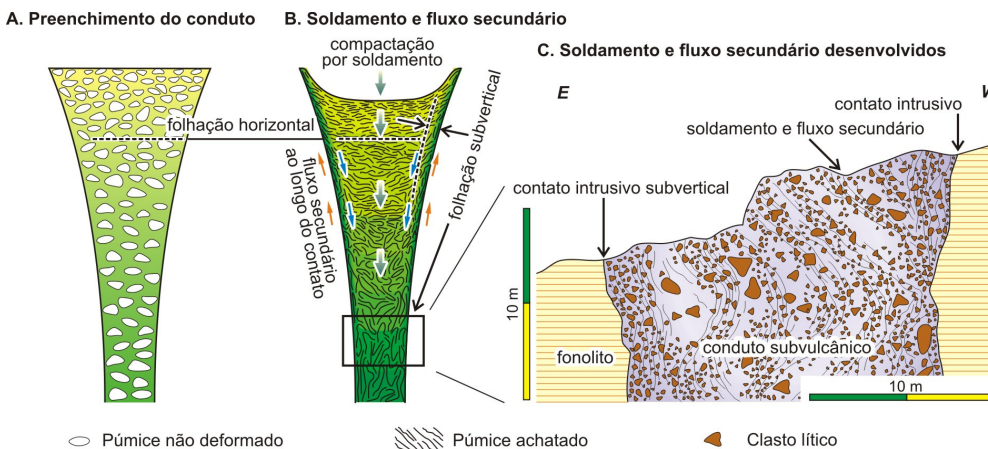


Figura 6. Ilustração esquemática de processo de soldamento e fluxo secundário no conduto subvulcânico: A) Materiais piroclásticos depositados no conduto subvulcânico com púmices sem deformação; B) Achatamento de púmices por soldamento e conseqüente ocorrência de fluxo secundário ao longo do plano de contato; C) Fluxo secundário altamente desenvolvido observado no maciço Itaúna.

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).

Os clastos maiores do que 50 cm de diâmetro ocorrem coletivamente em algumas localidades. Em certos casos, esses apresentam estrutura de auto-brechação. 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., 2007). A fragmentação ocorreu pelo impacto da queda. As fraturas relevantes em determinados clastos (Figura 3A) poderiam ser originadas do impacto.

Os clastos de tufo soldado com lentes essenciais de baixo *aspect ratio*, em torno de 8, 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.

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.

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. 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 7A). Considera-se que na superfície da Terra naquele tempo, poderia ser formado um domo de lava. Este estágio é chamado de estágio de intrusão.

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. A fluidização gerou um fluxo piroclástico a partir do lado lateral do domo, chamado de colapso de domo de lava, que ocorre em erupções peleanas.

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 7B). 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.

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. O fenômeno corresponde à implosão de conduto e pode justificar a

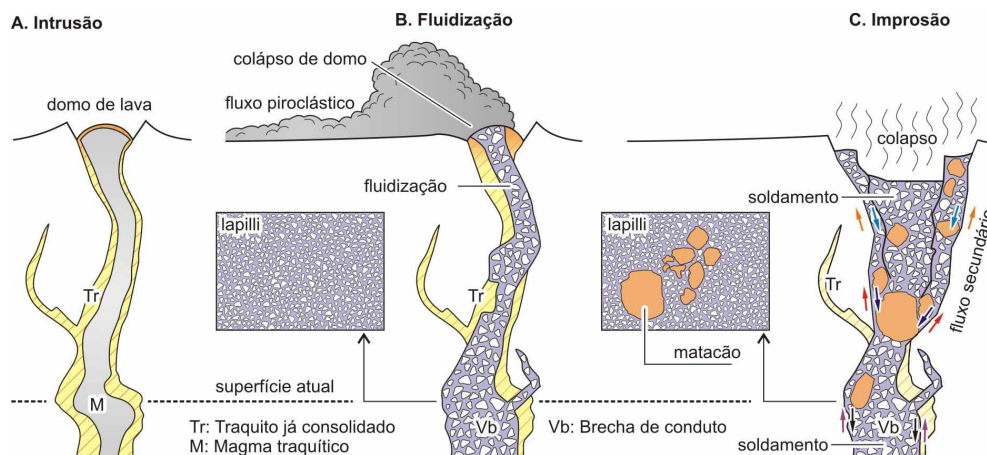


Figura 7. Mecanismo de formação das rochas piroclásticas do maciço Mendanha, maciço Itaúna e Ilha de Cabo Frio, com base no modelo de implosão de conduto: A) Intrusão de traquito e formação de domo de lava; B) Fluidização e emissão de fluxo piroclástico; C) Implosão de conduto e soldamento do material piroclástico de preenchimento de conduto, junto com o fluxo secundário.

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. As fraturas radiais observadas em certos clastos grandes da Pedra da Contenda do maciço Mendanha podem corresponder a este tipo de disjunção. O núcleo preservado de grandes clastos desta localidade apresenta textura devitrificada, 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 (Figura 7C).

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 das rochas piroclásticas de condutos subvulcânicos acima citadas apresentam os seguintes resultados.

1. As áreas de distribuição das rochas são limitadas. 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. Os grandes clastos tendem a serem arredondados e os pequenos a serem angulosos.
4. A estrutura da rocha piroclástica é heterogênea, não se observando seleção granulométrica e acamamento vulcânico.
5. Em determinadas localidades, observam-se ocorrências coletivas de clastos maiores do que 50 cm com estrutura de auto-brechação.
6. Os clastos são constituídos principalmente por traquito. A abundância de traquito é desproporcional à composição da rocha encaixante.
7. Observa-se a estrutura altamente desenvolvida de soldamento e de fluxo secundário. Os planos do soldamento são de alta declividade.
9. As rochas piroclásticas estudadas foram formadas pelos seguintes processos: 1) Quando o magma traquítico chegou até a superfície, o magma dentro do conduto já começou a ser consolidado; 2) A fluidização do magma fragmenta o traquito já consolidado transformando-o em clastos. Na superfície da Terra, ocorreu erupção com emissão de

fluxo piroclástico; 3) No final da erupção, ocorreu a implosão do contudo e soldamento e fluxo secundário dos materiais piroclásticos de preenchimento de conduto.

References

- Allen, S.R. and Cas, R.A.F.** 1998, Lateral variations within coarse co-ignimbrite lithic breccias of the Kos Plateau Tuff, Greece. *Bulletin of Volcanology*, 59-5, 356-377.
- Druitt, T.H. and Sparks, R.S.J.**, 1982, A proximal ignimbrite breccia facies on Santorini, Greece: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 13, 147-171.
- Kamata, S.K. and Kamata, H.**, 1990, The proximal facies of the Tosu pyroclastic-flow deposit erupted from Aso caldera, Japan. *Bulletin of Volcanology*, 52-5, 325-333.
- Kennedy, B., Spieler, O., Scheu, B., Kueppers, U., Taddeucci, J., and Dingwell, D.B.**, 2005, Conduit implosion during Vulcanian eruptions. *Geology*, 33-7, p.581-584.
- McClintock, M. and White, J.D.L.**, 2006, Large phreatomagmatic vent complex at Coombs Hills, Antarctica: et, explosive initiation of flood basalt volcanism in the Ferrar-Karoo LIP. *Bulletin of Volcanology*, 68-3, 215-239.
- Motoki, A. and Sichel, S.E.**, 2006. 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*, 59-1, 13-23.
- Motoki, A., Sichel, S.E., Soares, R.S., Neves, J.L.P., and Aires, J.R.**, 2008, 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*, 27-1, 31-42.
- Motoki, A., Soares, R.S., Netto, A.M., Sichel, S.E., Aires, J.R., and Lobato, M.**, 2007, Reavaliação do modelo genético do Vulcão de Nova Iguaçu, RJ: origem eruptiva ou intrusão subvulcânica ?. *REM - Revista Escola de Minas*, Ouro Preto, 60-4, 583-592.
- Ross, P.S. and White, J. D.L.**, 2006, 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*. 149, 62-84.
- Sichel, S.E., Motoki, A., Savi, D.C., and Soares, R.S.**, 2008. Subvolcanic vent-filling welded tuff breccia of the Cabo Frio Island, State of Rio de Janeiro, Brazil. *REM - Revista Escola de Minas*, 61-4, 423-432.
- Torres-Hernández, J.R., Labarthe-Hernández, G., Aguillón-Robes, A., Gómez-anguiano, M., and Mata-Segura, J.L.**, 2006, The pyroclastic dykes of the Tertiary San Iui Potosí volcanic field: Implications of the emplacement of Panalillo ignimbrite. *Geofísica Internacional*, 45-4, 243-253.
- Yokoyama, I.**, 1962. Structure of caldera and gravity anomaly. *Bulletin of Volcanology*, 26-1, 62-67, 1962.