

# 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

Akihisa MOTOKI <sup>1</sup>, Giannis Hans PETRAKIS <sup>1</sup>, Susanna Eleonora SICHEL <sup>2</sup>,  
Carlos Eduardo CARDOSO <sup>1</sup>, Rafael Corrêa de MELO <sup>1</sup>,  
Rodrigo SOARES <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; giannis.uerj@gmail.com; cadu.uerj@gmail.com; roddrigoss@yahoo.com.br; correameo2@hotmail.com

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

Introdução  
Técnica de Seppômen  
Mapas de Seppômen do Maciço Mendanha  
Domínios Geomorfológicos  
Sistemas de Drenagens  
Possíveis Modelos Para Origem da Morfologia  
Erosão Diferencial do Sienito  
Movimento de Falhas Inferidas  
Forma Tridimensional do Corpo Sienítico  
Modelo o Mais Provável  
Relação Com a Hipótese de Vulcão  
Conclusões  
Agradecimentos  
Referências Bibliográficas

**RESUMO** – Este artigo apresenta a origem dos relevos do maciço Mendanha, Nova Iguaçu, RJ, com base nas análises geomorfológicas pela técnica de *seppômen*. Os mapas de *seppômen* exibem o Planalto Central e as escarpas laterais com 700 m de altura. Não se observam indicadores geomorfológicos de vulcão. O planalto é erodido profundamente por drenagens de declividade suave. As escarpas têm drenagens curtas, rasas e íngremes. Essas características são atribuídas à alta resistência intempérica do corpo sienítico originada de um fenômeno intempérico peculiar denominado passividade intempérica: a superfície intemperizada dificulta percolação da água superficial ao interior do corpo rochoso e conseqüente avanço do intemperismo. As escarpas lineares podem ser originadas da forma tridimensional do corpo intrusivo sienítico parecida a um filtro de café.

**Palavras-chave:** Mendanha; *Seppômen*; Palaeogeomorfologia; Sistema de drenagem; Passividade intempérica; Vulcão.

**ABSTRACT** – A. Motoki, G.H. Petrakis, S.E. Sichel, R.C. Melo, R. Soares, K.F. Motoki. *Landform origin of the Mendanha Syenitic Massif, State of Rio de Janeiro, Brazil, based on the geomorphological analyses by summit level map technique.* This article presents the landform origin of the Mendanha Massif, State of Rio de Janeiro, Brazil, based on geomorphological analyses by summit-level map. The summit level maps show the presence of the Central Plateau and the lateral scarps of 700 m high. No geomorphologic indicators of the volcano have been observed. The Central Plateau is deeply eroded by drainages of low-angle slope. The scarps have short, shallow, and steep drainages. These characteristics are due to the high erosive resistance of the syenitic body based on a peculiar weathering phenomenon namely weathering passivity. That is, weathered surface constituted mainly by clay minerals makes difficult the surface water percolation into the rock body and consequent weathering advance. The linear scarps can be originated from a coffee filter-like three-dimensional form of the syenitic body.

**Keywords:** Mendanha; Summit level map; Palaeogeomorphology; Drainage system; Weathering passivity; Volcano.

## INTRODUÇÃO

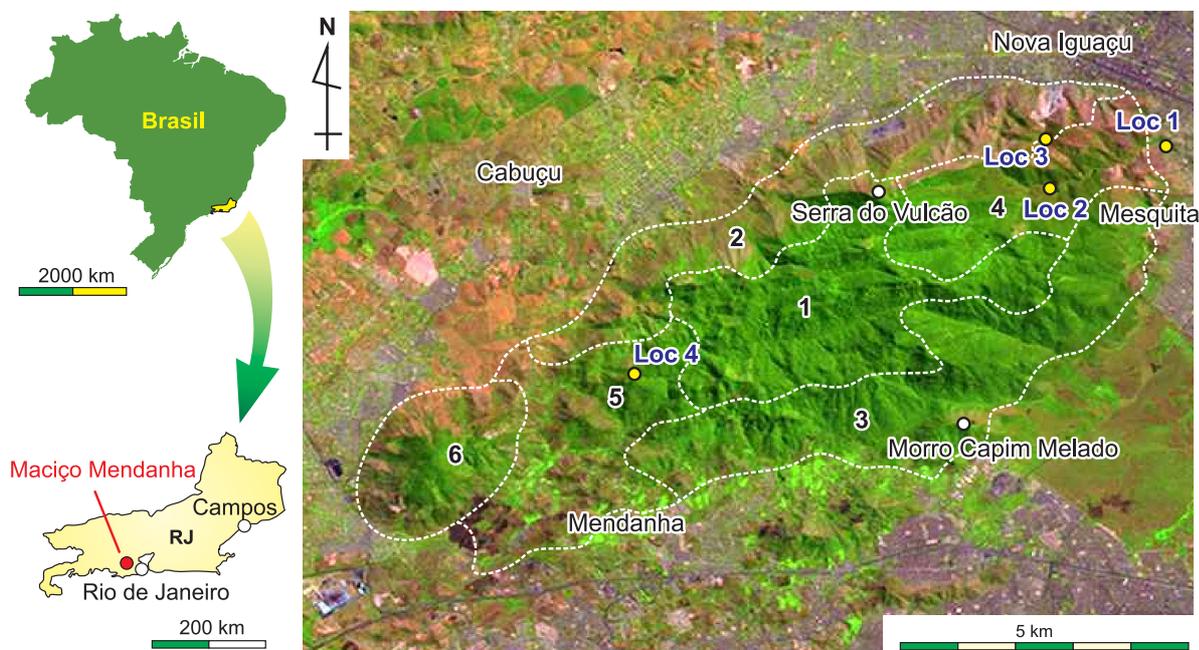
O maciço Mendanha ocorre na região ocidental do município de Nova Iguaçu, RJ, cerca de 35 km ao WNW da cidade do Rio de Janeiro. Esse maciço ocupa uma área alongada em ENE-SWS, com 18 km de comprimento, 8 km de largura e altitude máxima de

974 m (Figura 1). A rocha constituinte principal é sienito do final do Cretáceo ao início do Paleogeno, sendo que, a parte oriental do maciço é composta de álcali sienito e a parte ocidental, de nefelina sienito. Ocorre, também, o traquito de caráter intrusivo, chamado localmente de

“traquito da primeira geração” (Motoki et al., 2007a). Observam-se rochas piroclásticas em determinadas localidades.

As rochas piroclásticas da borda nordeste do maciço eram interpretadas como constituintes de um vulcão extinto, denominado “Vulcão de Nova Iguaçu” (e.g. Klein & Vieira, 1980a; b; Vieira & Klein, 2004;

Silveira et al., 2005). Esta hipótese foi fundamentada na suposta presença de cratera, cone, bombas vulcânicas e fluxos piroclásticos. Estes autores consideraram que o efeito erosivo desta região desde a época do magmatismo até o presente seria nulo muito pouco e os relevos atuais seriam consequência direta do suposto vulcão.



**FIGURA 1.** Mapa de localização do maciço Mendanha, RJ, e sua divisão geomorfológica em 6 domínios: 1) Planalto Central; 2) Escarpa Cabuçu; 3) Escarpa Gericinó e Escarpa Mendanha; 4) Rampa Dona Eugênia; 5) Rampa Guandu do Sapé; 6) Pico do Marapicu. O círculo na proximidade de Nova Iguaçu indica a suposta cratera vulcânica proposta por *Medeiros & Ragatky (2004)*. A imagem de satélite é originada da página da EMBRAPA, Brasil Visto do Espaço. <http://www.cdbrazil.cnpem.embrapa.br/rj/index.htm>.

Entretanto, as publicações recentes demonstraram inexistência das estruturas vulcânicas que foram propostas pelos trabalhos anteriores (Motoki & Sichel, 2006; Motoki et al., 2007a; b; c). A estrutura geológica do maciço Mendanha mostra que os afloramentos atuais expõem um corpo intrusivo sienítico correspondendo ao nível da base de uma câmara magmática daquele tempo posicionado por quilômetros de profundidade (Motoki et al., 2007a). As datações de traços de fissão para apatita indicam a ocorrência de soerguimento regional e consequente denudação de uma profundidade de 3 km desde o início do Paleogeno até o presente (Hackspacher et al., 2004; Motoki et al., 2006). Desta forma, as crateras e os edifícios vulcânicos da época em que o vulcanismo estava ativo têm sido completamente eliminados pela denudação regional de quilômetros de profundidade. As rochas piroclásticas são atribuídas ao preenchimento de condutos e fissuras subvulcânicas.

Os trabalhos anteriores atribuíram a saliência morfológica do maciço Mendanha, com cerca de 900 m de altura relativa, ao movimento das falhas inferidas nas bordas do maciço (Riccomini et al., 2004; Zalán & Oliveira, 2005). Essas compõem parte das falhas formadoras da Graben de Guanabara (Ferrari, 2001). Entretanto, a existência das falhas inferidas não foi confirmada por trabalhos geológicos. Desta forma, a origem da saliência morfológica do maciço Mendanha, também, é uma questão que ainda está em aberto.

A evolução geomorfológica do maciço Mendanha é um tema interessante sob ponto de vista da hipótese de Vulcão de Nova Iguaçu, as falhas inferidas e comportamentos intempéricos de rochas sieníticas. O presente trabalho analisa as características geomorfológicas do maciço Mendanha por meio da técnica de *seppômen*, análises de sistema de drenagem e perfil longitudinal de vales. Com base nesses, considera a origem dos relevos atuais.

## TÉCNICA DE SEPPÔMEN

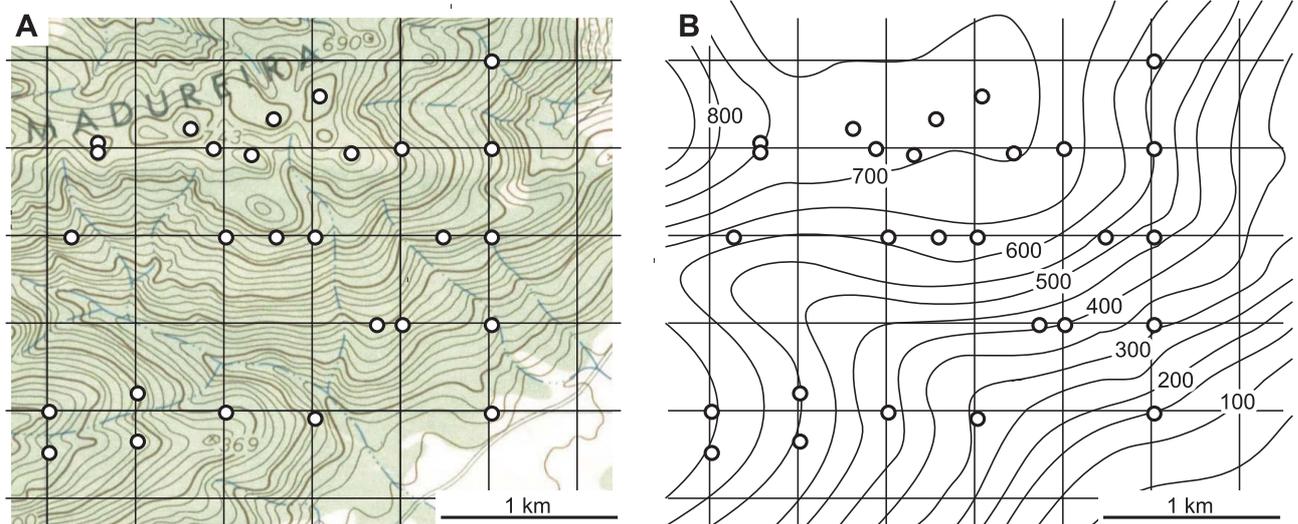
O mapa de *seppômen* é uma técnica para reconstituição de paleogeomorfologia a partir do mapa topográfico. O termo “*seppômen*”, em idioma japonês, significa o plano formado pelos contatos com os pontos culminantes. Existe a tradução em inglês, *summit level map*, porém essa expressão está pouco divulgada. Esta técnica é eficiente para reprodução de peneplanície elevada e edifício vulcânico erodido. Portanto, vem sendo utilizado para pesquisas de origem de relevos das regiões sob influência de movimentos verticais de falhas ativas (e.g. Huzita & Kasama, 1977).

A reconstituição da paleogeomorfologia é realizada por meio de preenchimento de vales, conforme os seguintes etapas: 1) divisão do mapa topográfico em áreas quadradas por uma malha definida (Figura 2A); 2) marcação do ponto mais alto de cada área por meios manuais (Figura 2A, B); 3) confecção de um novo mapa topográfico utilizando-se somente os pontos culminantes de cada área dividida (Figura 2B).

Os trabalhos anteriores afirmam que um mapa de *seppômen* com base em malha fina preenche seletivamente as drenagens pequenas, simulando a paleogeomorfologia do passado relativamente recente. Por outro lado, o mapa de *seppômen* com base em uma malha maior simula a paleogeomorfologia do passado mais remoto, porém de forma mais ambígua

(e.g. Huzita & Kasama, 1977; Motoki, 1988). Por exemplo, o *seppômen* S1 da Figura 3, elaborado pela malha grossa de 2 km, reproduz bem a peneplanície elevada semi-erodida. Entretanto, não consegue detectar o movimento de falha ativa F1. Por outro lado, o *seppômen* S2, pela malha fina de 500 m, determina a falha F1 e *knickpoint* causada pela falha, porém não preenche as drenagens grandes. Desta forma, o intervalo da malha deve ser escolhido adequadamente conforme o objetivo da pesquisa (Motoki et al., 2009, Revista Escola de Minas, em submissão).

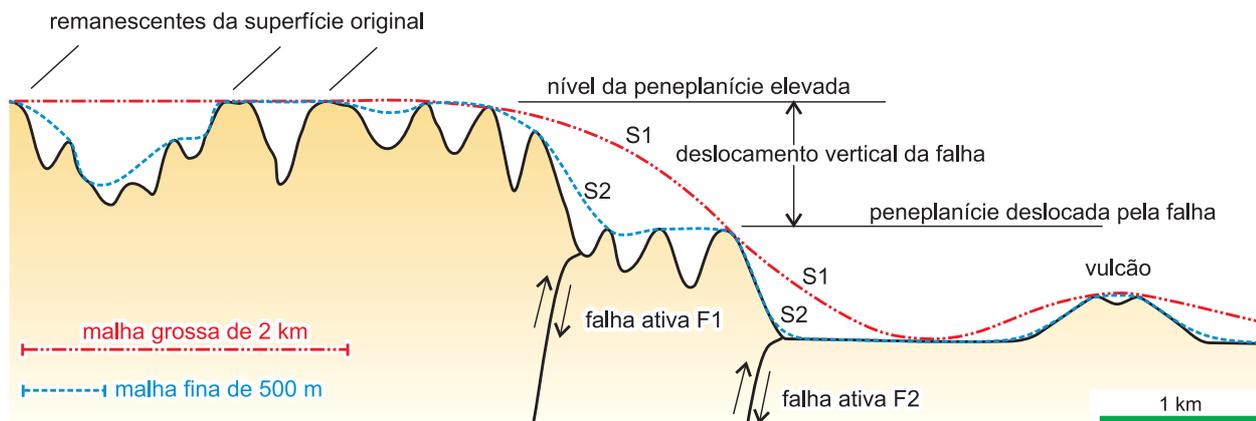
O mapa de *seppômen* de uma região de baixo efeito de erosão, com preservação parcial da morfologia original, apresenta uma morfologia virtual similar ao estado antes da erosão. No caso de uma região com profundo efeito de erosão, o mapa de *seppômen* fornece outras informações. Nas áreas com características geológicas homogêneas, o *seppômen* apresenta relevos suaves. Entretanto, nas áreas onde ocorrem discontinuidades das rochas constituintes, movimentos verticais de falhas, vulcões ou cratera de meteorito, essas estruturas podem ser detectadas como relevos positivos destacados no *seppômen*. Desta forma, a técnica de *seppômen* é útil para observar certos fatores geológicos a partir do mapa topográfico.



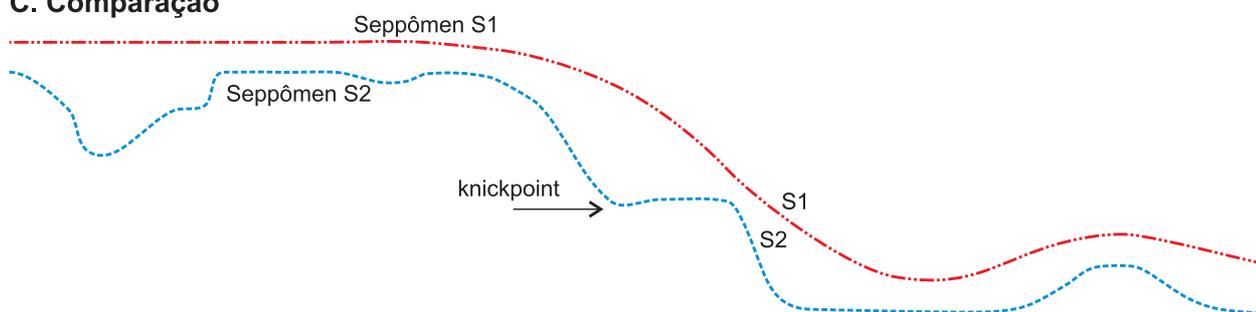
**FIGURA 2.** Ilustrações esquemáticas de etapas para confecção de mapa de *seppômen* a partir de mapa topográfico: A) dividir o mapa topográfico em áreas quadradas por uma malha definida e marcar os pontos culminantes de cada área; B) confeccionar um novo mapa topográfico utilizando somente os pontos culminantes (círculos abertos). A malha para esta figura é de 500 m.

### A. Área pouco denudada

### B. Área profundamente denudada



### C. Comparação



**FIGURA 3.** Princípio do mapa de *seppômen*. As ilustrações A e B mostram, respectivamente, a paelo-geomorfologia para uma área de peneplanície elevada ligeiramente erodida e profundamente denudada. A ilustração C apresenta a comparação entre os *seppômens* com base na malha grossa e na malha fina.

## MAPAS DE SEPPÔMEN DO MACIÇO MENDANHA

Foram confeccionados mapas de *seppômen* para o maciço Mendanha (Figura 4) com base nas malhas de 0.5 km, 1 km e 2 km, a partir das folhas topográficas de IBGE de escala 1:50.000, de Vila Militar (SF-23-Z-B-IV-3-NO) e Santa Cruz (SF-23-Z-A-VI-4-NE). Foi aplicado o software *Surfer* Ver. 8.0, adotando *radial basis function* como o método de amostragem das altitudes. Os perfis A-A' e B-B' são perpendiculares à direção da extensão do maciço Mendanha, e os C-C' e D-D' são paralelos ao maciço. O perfil A-A' passa o ponto culminante do maciço e o perfil B-B' cruza com a área típica do planalto. O perfil C-C' é traçado ao longo das grandes drenagens e, o perfil D-D' é posicionado nas cristas da Serra da Mendanha.

O maciço Mendanha é subdividido em duas partes: 1) Serra da Madureira - Serra da Mendanha, a elevação principal de 15 km de comprimento com altitude máxima de 974 m; 2) Pico do Marapicu, um morro cônico de 1.5 x 2.0 km de extensão e 620 m de altitude máxima, na extremidade oeste do maciço.

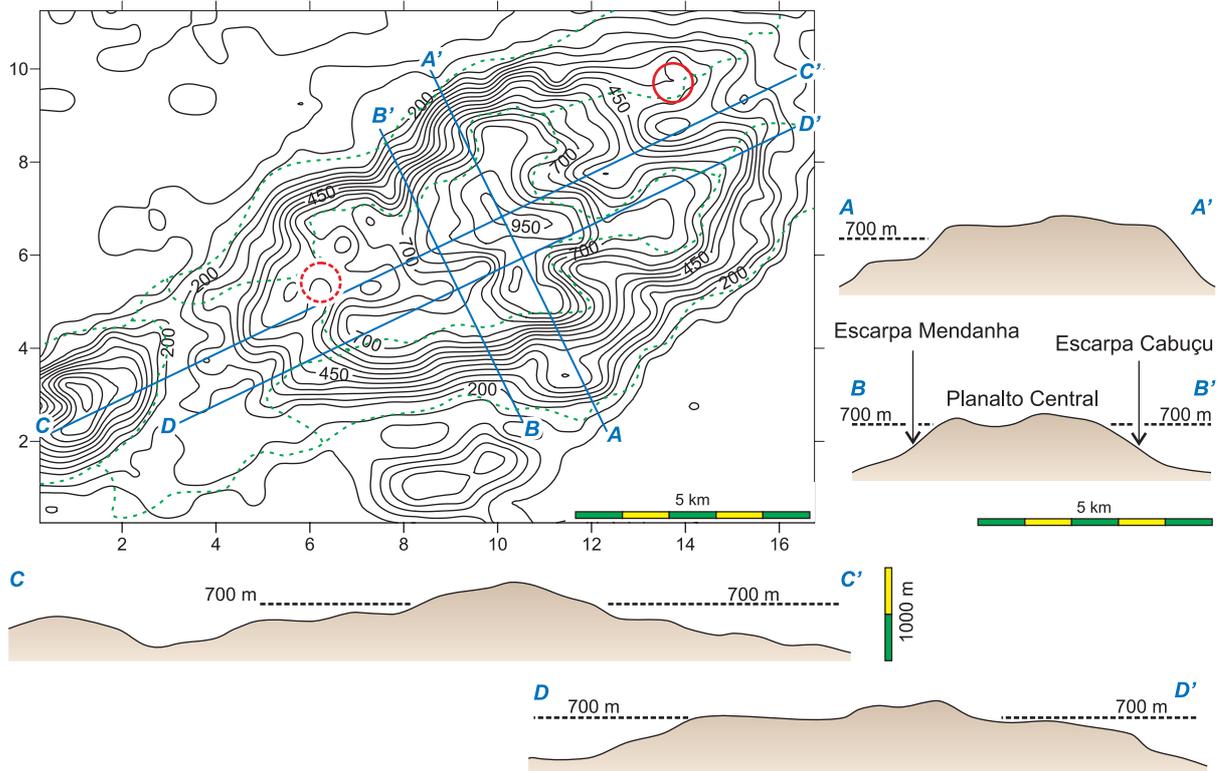
Os mapas de *seppômen* demonstram existência do planalto na parte central, com altitude variando de 700 a 900 m. As bordas norte e sul do planalto são delimitados por escarpas e as encostas leste e oeste são compostas de rampas de baixa declividade.

O *seppômen* com base na malha de 500 m (Figura 4A) mostra nítida morfologia de escarpa nas encostas norte e sul do maciço (perfis A-A', B-B'). A superfície do planalto é dissecada por causa da erosão das três drenagens compridas, Rio Guandu do Sapé, Rio Sarapuí e Rio Dona Eugênia, com comprimentos respectivos de 9 km, 4 km e 8 km.

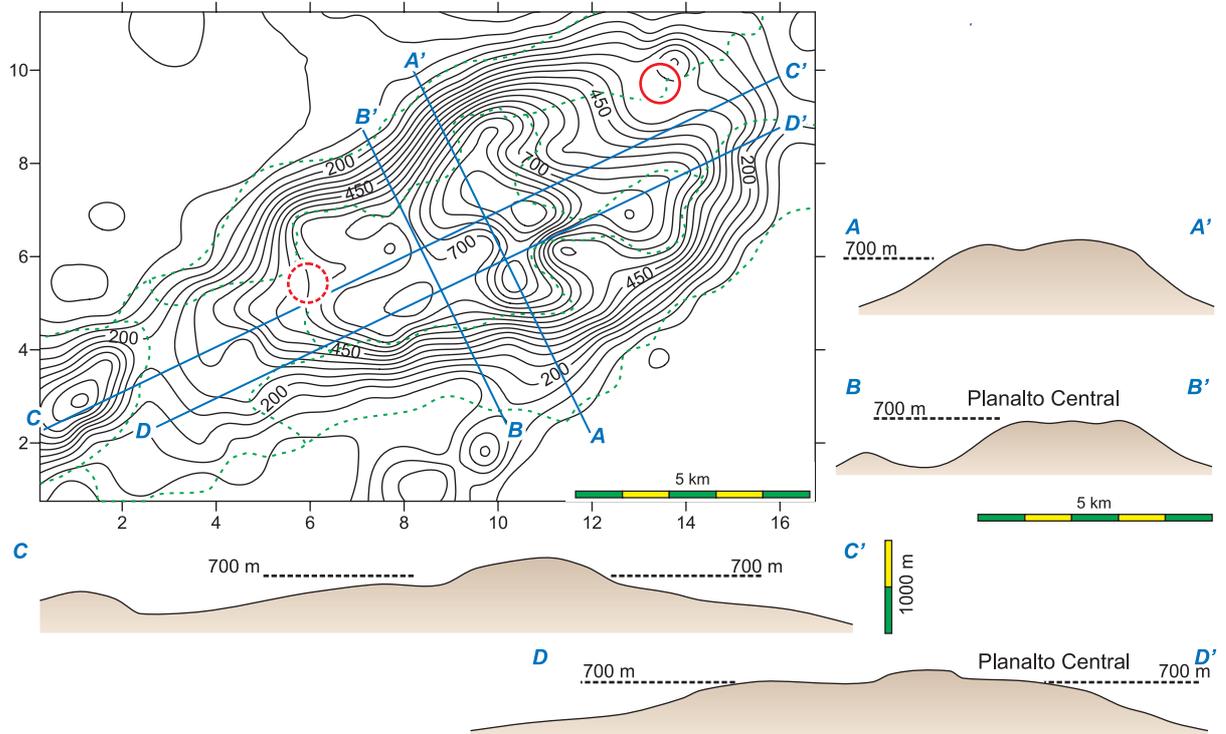
O *seppômen* por malha de 1 km (Figura 4B) mostra, também, as escarpas íngremes. O planalto é relativamente regular, com altitude básica de 700 a 750 m, com relevo positivo de 200 m (perfis B-B', D-D').

O *seppômen* por malha de 2 km (Figura 4C) mostra as escarpas menos íngremes. Todas as drenagens são preenchidas, portanto a forma do planalto é ambígua e sua borda é arredondada.

**A. Mapa de seppômen por malha de 500 m**

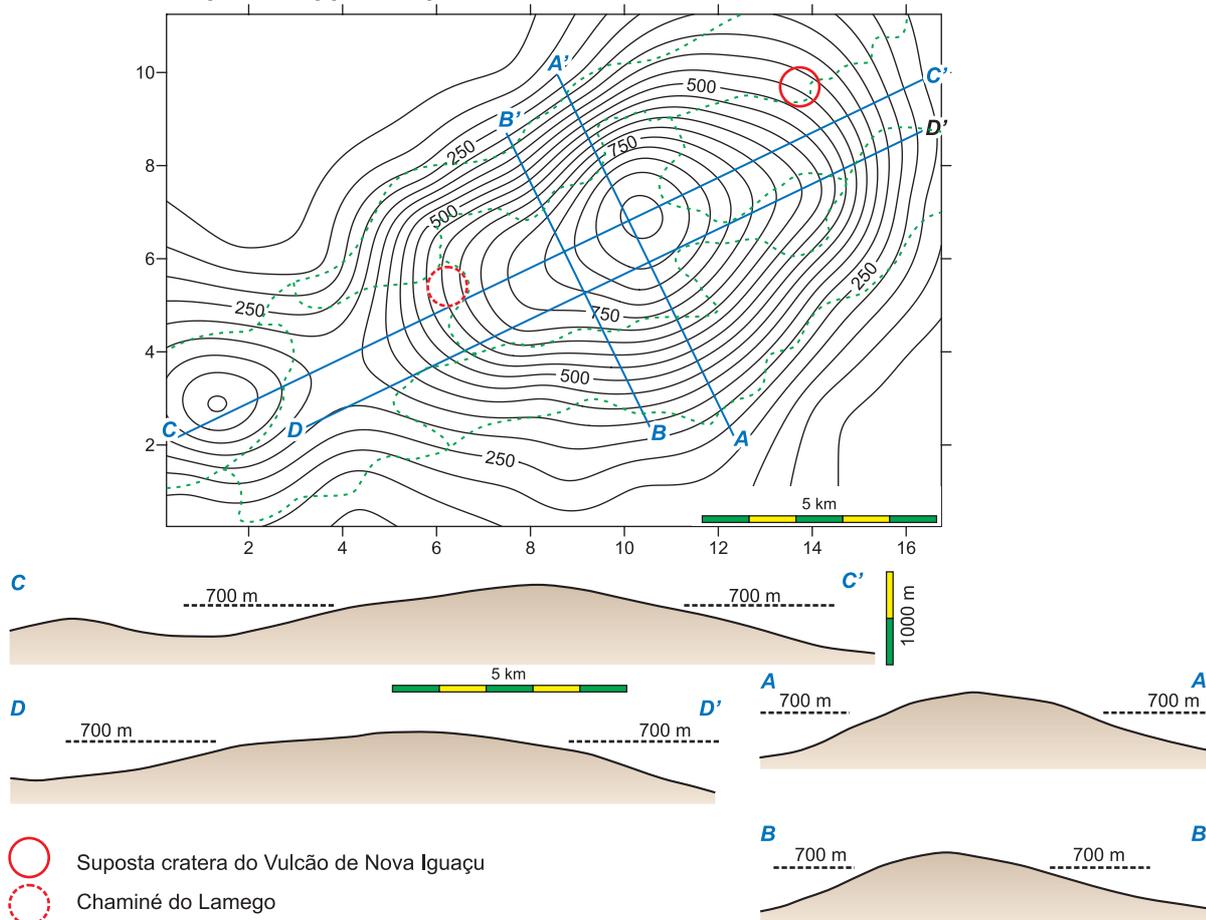


**B. Mapa de seppômen por malha de 1 km**



*continua...*

### C. Mapa de seppômen por malha de 2 km



**FIGURA 4.** Mapa de seppôme do maciço Mendanha com base na malha de: A) 500 m; B) 1 km; C) 2 km. Os círculos no lado nordeste e do centro oeste do maciço indicam respectivamente a supostos edifício vulcânico e cratera do “Vulcão de Nova Iguaçu” e “Chaminé do Lamego”.

## DOMÍNIOS GEOMORFOLÓGICOS

Conforme o ângulo geral de inclinação, ou seja, a densidade de curvas de nível nos mapas de *seppômen*, o maciço Mendanha é dividido em 6 domínios geomorfológicos: 1) Planalto Central; 2) Escarpa Cabuçu, a encosta norte do maciço; 3) Escarpa Gericinó e Escarpa Mendanha, a encosta sul; 4) Rampa Dona Eugênia, o flanco oriental; 5) Rampa Guandu do Sapé, o flanco ocidental; 6) Marapicu, o morro presente na extremidade oeste (Figura 1).

O Planalto Central ocupa 20.6% de 92.0 km<sup>2</sup> da área total do maciço. Riccomini et al. (2004) e Zalán & Oliveira (2005) interpretaram provisoriamente este planalto como a Superfície Erosiva do Japi, que foi formada no final do Cretáceo, 88 a 65 Ma, (Almeida, 1964; Almeida & Carneiro, 1998).

Entretanto, Motoki et al. (2006) e Motoki et al. (2007a) demonstraram que o Planalto Central é constituído por rochas sieníticas e traquíticas. Portanto,

o Planalto Central não corresponde à Superfície Japi, mas sim, foi formada em um período mais jovem do que a intrusão magmática de 60 Ma. Devido à diferença da idade de formação, Motoki et al (2007a; c) chamaram esta superfície de “Peneplanície Mendanha”. Entretanto, sua extensão do Planalto Central é pequena demais para que esse seja considerado como uma peneplanície elevada.

Os perfis *B-B'* e *D-D'* da Figura 4A e 4B mostram que o Planalto Central tem altitude básica de 700 a 750 m. Na parte central do planalto, ocorre uma saliência com altura relativa de 200 m.

A Escarpa Cabuçu tem extensão linear, de 12 km de comprimento e 700 m de altura relativa, direcionada segundo N30°E, ocupando cerca de 18.9% da área total do maciço. É caracterizada pelo alto ângulo de inclinação geral, em torno de 35°. As drenagens aí presentes são curtas e rasas.

No talude sul do maciço, ocorrem duas escarpas com 700 m de altura, ocupando 24.1% da área total do maciço. A Escarpa Gericinó situa-se na parte oriental, entre Mesquita e o Morro Capim Melado, com 7 km de extensão segundo a direção N40°E. A declividade desta escarpa é 25°. A Escarpa Mendanha situa-se na parte ocidental, entre o Morro Capim Melado e o bairro Mendanha, com 6 km de extensão segundo direção N5°E. A declividade média desta escarpa é 30°.

A Rampa Dona Eugênia tem 7 km de comprimento e 2.5 km de largura, ocupando cerca de 11.7%

da área do maciço. Este domínio é caracterizado por baixa declividade, em torno de 7°, devido à erosão profunda do Rio Dona Eugênia. A Rampa Guandu do Sapé tem 4 km de comprimento e 3 km de largura, ocupando 15.4% da área do maciço. Este domínio, também, apresenta baixa declividade, em torno de 8°, pela erosão do Rio Guandu do Sapé.

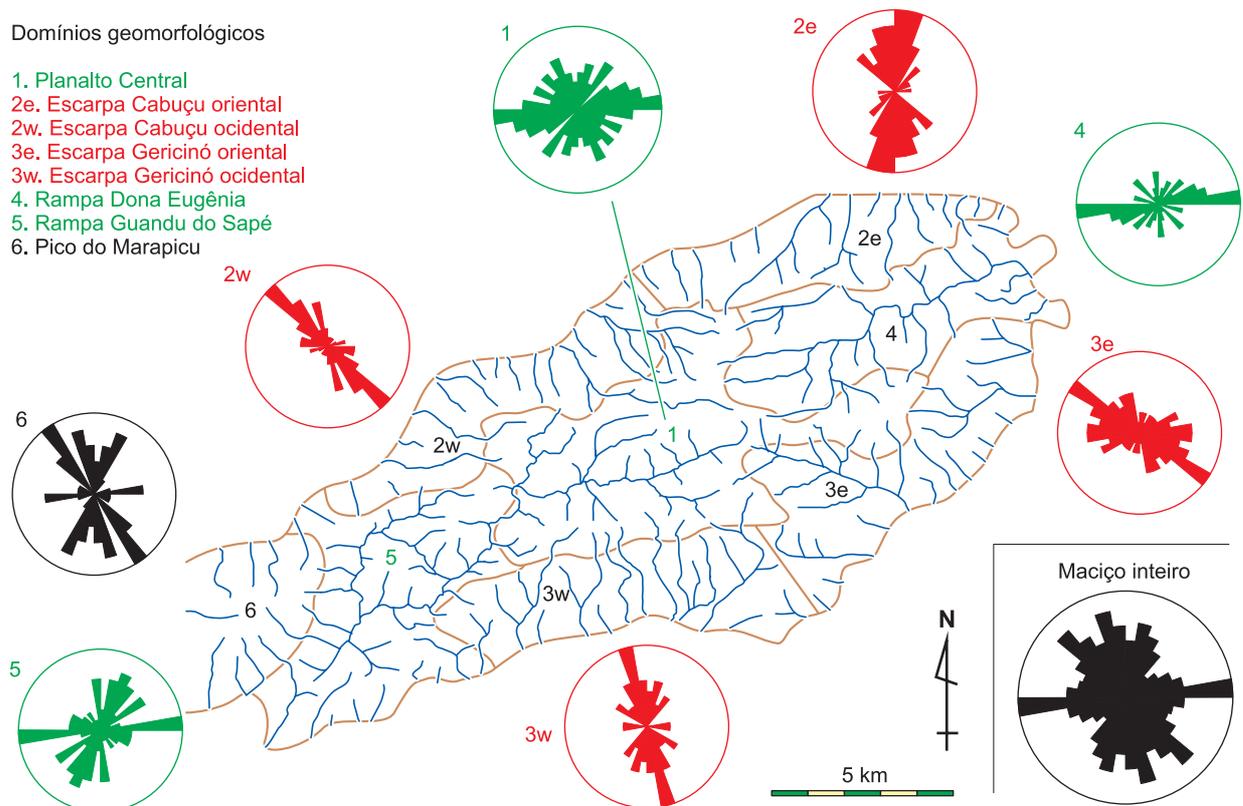
O Pico do Marapicu é um morro de forma cônica e ocupa 9.3% da área do maciço. A altura relativa é 600 m. As encostas norte e sul apresentam declividades médias respectivas de 31° e 27°.

## SISTEMAS DE DRENAGENS

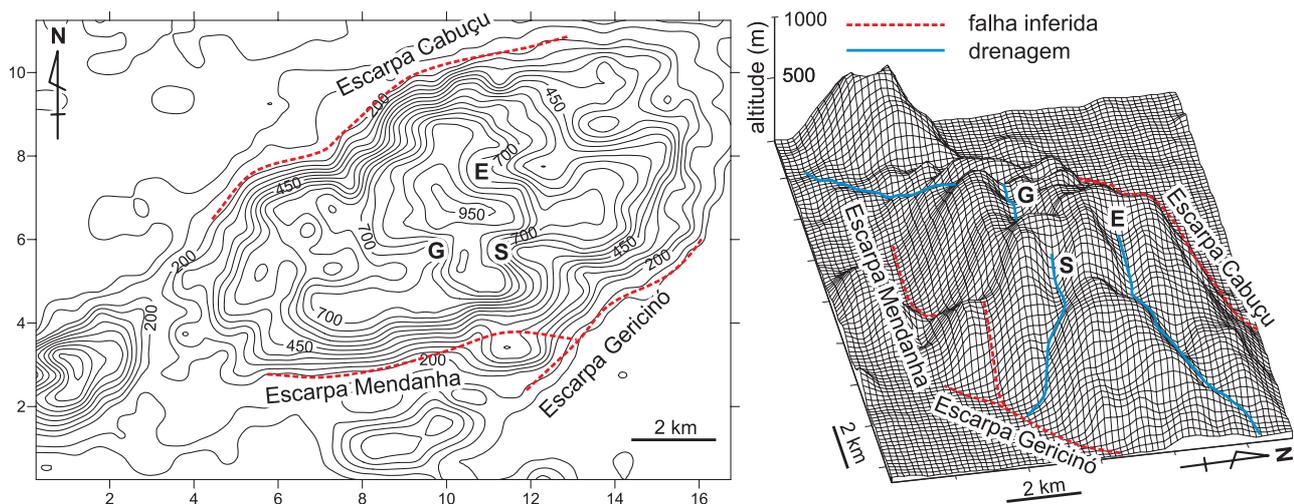
O presente trabalho apresenta análises de drenagens tanto para o maciço inteiro, quanto para cada domínio geomorfológico. O mapeamento das drenagens foi realizado com uma resolução de 500 m. Isto é, quando se encontram duas drenagens com intervalo inferior a 500 m, a drenagem mais curta é desconsiderada.

As drenagens do maciço Mendanha inteiro apresentam uma orientação geral em E-W, porém as

drenagens com direção E-W não são muitos, sendo 18% dos totais. Esta direção é atribuída às tendências gerais dos domínios Planalto Central, Rampa Dona Eugênia e Rampa Guandu do Sapé, que ocupam 47.7% da área total do maciço (Figura 5). Além dessa, observam-se ligeiras tendências de NNE-SSW, NNW-SSW e NW-SE. Essas são devidas aos domínios da Escarpa Cabuçu e da Escarpa Gericinó.

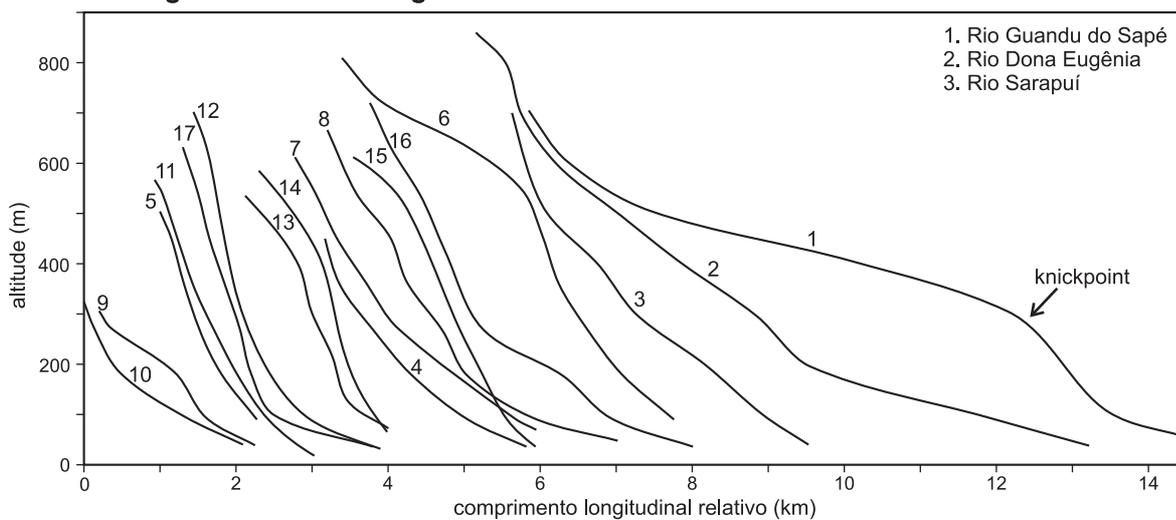


**FIGURA 5.** Análises de drenagens para o maciço Mendanha inteiro e para domínios geomorfológicos individuais.

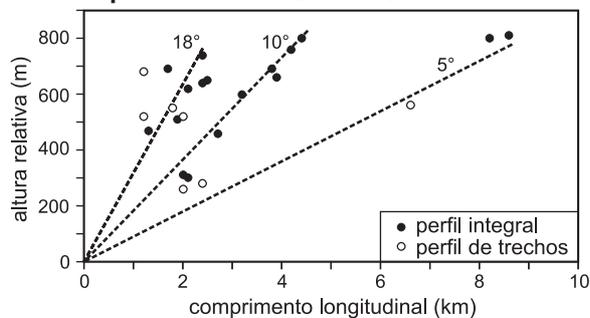


**FIGURA 6.** Falhas inferidas nas escarpas do maciço Mendanha e sua projeção no mapa de *seppômen* de malha de 500 m. As drenagens são: G, Guandu do Sapé; S, Sarapuí; E, Dona Eugênia.

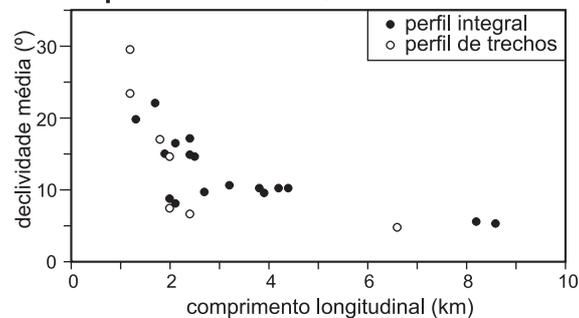
**A. Perfil longitudinal das drenagens**



**B. Comprimento v.s. altura relativa**



**C. Comprimento v.s. declividade**



**FIGURA 7.** Perfis longitudinais das drenagens do maciço Mendanha (A) e diagramas para comprimento v.s. altura relativa (B) e comprimento v.s. inclinação geral (C) das drenagens. A localização das drenagens é indicada na Figura 5.

As drenagens do Planalto Central apresentam um sistema dendrítico com orientação segundo E-W não muito expressiva (Figura 5, domínio 1), com ligeira tendência de NW-SE. O domínio do Planalto Central é submetido à profunda erosão fluvial das três drenagens principais. Segundo o mapa topográfico original, os vales do Rio Dona Eugênia, Rio Sarapuí e Rio Guandu do Sapé têm comprimentos respectivos de 9 km, 4 km e 8 km e os desníveis entre a crista e o vale de 400 m, 500 m e 350 m. As direções atuais desses córregos são respectivamente 50E, 70W, 70E, porém as direções antigas indicadas pelo mapa de *seppômen* dentro do domínio Planalto Central apresentam orientação de E-W (Figura 6). Essas são similares às orientações das pequenas drenagens atuais nos domínios Rampa Guandu do Sapé (domínio 5; Figura 5), Escarpa Gericinó Oriental (domínio 3e) e Rampa Dona Eugênia (domínio 4), sendo respectivamente N80E, N75W e N85E (Figura 5). As direções aproximadamente E-W, acima citadas, são oblíquas à extensão do maciço Mendanha, N65°E (Figura 6). Esta observação sugere que as drenagens tinham orientação original segundo E-W e essas foram modificadas conforme a formação da morfologia atual do maciço Mendanha.

As drenagens da Escarpa Cabuçu demonstram forte orientação NNE-SSW na parte oriental (Figura 5, domínio 2e) e NW-SE na parte ocidental (Figura 5, domínio 2w). As drenagens da Escarpa Gericinó mostram nítida orientação NW-SE na parte oriental (Figura 5, domínio 3e) e NNW-SSE na parte ocidental (Figura 5, domínio 3w). Os sistemas paralelos de estão desenvolvidos perpendicularmente às extensões das escarpas. Com a exceção do Rio Sarapuí, as drenagens têm comprimentos típicos de 1.5 km, ao máximo 2.5 km, com o desnível entre a crista e o vale de 60 m e no máximo 150 m.

Na Rampa Dona Eugênia, as drenagens são caracterizadas pelo sistema dendrítico com orientação expressiva segundo E-W (Figura 5, domínio 4), devido

a forte influência da erosão fluvial desenvolvido pelo Rio Dona Eugênia. As drenagens da Rampa Guandu do Sapé também apresentam sistema dendrítico com orientação E-W, porém não tão relevante tanto quanto o Planalto Central (Figura 5, domínio 5). As orientações das drenagens deste domínio são atribuídas à mudança da direção do Rio Guandu do Sapé de E-W na montante para NNE-SSW na jusante.

O domínio do Pico do Marapicu mostra sistema radial com ligeira orientação segundo NNW-SSE, ou seja, a direção perpendicular à extensão do maciço Mendanha.

A Figura 7 apresenta o perfil longitudinal das drenagens. A maioria dessas drenagens tem perfil simples, porém certas dessas, tais como as drenagens 1 e 6, mostram *knickpoints*. No caso da drenagem 1, Rio Guandu do Sapé, observa-se o *knickpoint* na cota aproximada de 350 m (Figura 7A). O montante desse tem direção geral de ENE-WSW, conforme a inclinação geral do domínio da Rampa Guandu do Sapé. Entretanto, a jusante tem direção geral NE-SW, sendo influenciada pela Escarpa Mendanha. Desta forma, o referido perfil é composto de dois trechos diferentes. Os trechos de perfis são expressos por círculos abertos nas Figuras 7B e 7C.

O diagrama de distância longitudinal *v.s.* altura relativa demonstra que as drenagens são divididas em dois grupos distintos de: baixo ângulo de inclinação, em torno de 5°, e de alto ângulo, acima de 10° (Figura 7B). O grupo de baixo ângulo é composto de drenagens 1 e 2, que cortam o Planalto Central. O grupo de alto ângulo é constituído por drenagens das escarpas. As drenagens 3 e 6 têm características intermediárias entre os dois grupos anteriores. Em detalhe, o grupo de alto ângulo é subdividido em dois subgrupos: em torno de 11° e 18°.

O diagrama de distância longitudinal *v.s.* ângulo geral de inclinação mostra que as drenagens curtas são de alto ângulo e as compridas são de baixo ângulo (Figura 7B).

## POSSÍVEIS MODELOS PARA ORIGEM DA MORFOLOGIA

As escarpas que delimitam as bordas norte e sul do maciço Mendanha são de ângulo alto, com drenagens curtas e rasas, sendo contrastadas com o Planalto Central, Rampa Guandu do Sapé e Rampa Dona Eugênia. Os maciços circunvizinhos, tais como Tijuca, Pedra Branca, Tanguá e Rio Bonito, não possuem tais escarpas. A origem geomorfológica do maciço Mendanha pode ser explicado pelos seguintes modelos: 1) erosão diferencial do corpo sienítico; 2) movimento vertical das falhas; 3) forma tridimensional do corpo sienítico; 4) o conjunto desses processos.

## EROSÃO DIFERENCIAL DO SIENITO

Os corpos intrusivos sieníticos do Estado do Rio de Janeiro formam elevações morfológicas, desde 250 m de altura relativa até 950 m. O fato sugere elevada resistência das rochas sieníticas ao intemperismo tropical em comparação com o embasamento de rochas gnáissicas. Entretanto, este argumento é difícil a ser aceito devido à vulnerabilidade dos minerais constituintes ao intemperismo químico, tais como feldspato alcalino e nefelina. Trabalhos anteriores que abordam

intemperismo de rochas consideraram que a vulnerabilidade de cada mineral constituinte é o fator mais importante no intemperismo de rocha (e.g. Goldich, 1938; Todd, 1968; Calvin James et al., 1981).

Entretanto, a fragilidade intempérica dos minerais constituintes nem sempre é refletida diretamente na vulnerabilidade do corpo geológico. Motoki et al. (1996) e Motoki & Vargas (2001) demonstraram formas de intemperismo altamente contrastadas entre o gnaiss migmatítico e o granito do maciço da Tijuca, Rio de Janeiro. Essas rochas têm composição mineralógica similar, porém suas texturas são distintas. Isso é, o gnaiss migmatítico é caracterizado por forte orientação dos minerais constituintes, porém o granito tem textura equidimensional. Estes trabalhos concluíram que a diferença textural é o principal responsável das diferenças intempéricas. O gnaiss tem nítida orientação mineral, portanto a água superficial percola ao longo do bandamento e o intemperismo atinge profundamente para interior do corpo rochoso. Por outro lado, o granito tem textura maciça e o intemperismo não avança facilmente ao interior da rocha. As rochas sieníticas têm textura maciça portanto tem resistência maior ao intemperismo.

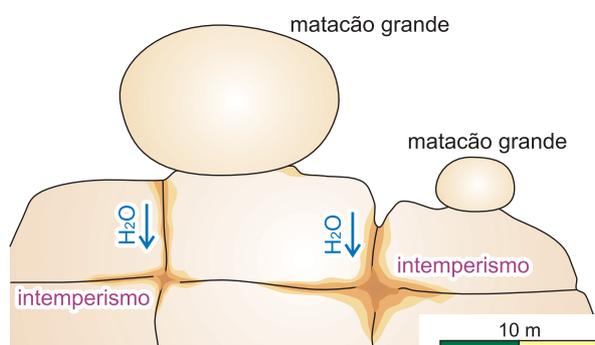
As rochas sieníticas apresentam intemperismo peculiar. Motoki et al. (2007b) apontaram que os efeitos de *case hardening* são notáveis nas rochas traquíticas, sieníticas e nefelina sieníticas do maciço Mendanha, devido, provavelmente, à vulnerabilidade química da nefelina e do feldspato alcalino. A decomposição desses minerais libera sílica e este componente é utilizada para coesão dos minerais intempéricos, endurecendo e impermeabilizando a superfície alterada da rocha. A

camada superficial de *case hardening* tem espessura centimétrica e essa dificulta a percolação da água superficial ao interior do corpo rochoso. Além disso, rochas sieníticas não contêm quartzo e, portanto o manto de intemperismo é constituído quase inteiramente por argilo-minerais e limonita. O manto de intemperismo argiloso de baixa permeabilidade também dificulta a percolação da água. Isto é, fragilidade intempérica dos minerais constituintes nem sempre reflete a vulnerabilidade erosiva do corpo rochoso. No caso de rochas sieníticas, a relação é a oposta.

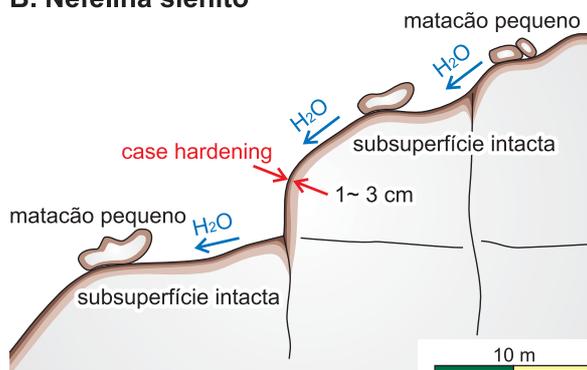
De fato, até mesmo dentro de corpos rochosos de sienito e nefelina sienito ocorre o intemperismo ao longo das fraturas, porém este não é pouco expressivo em comparação com rochas graníticas (Figura 8A). Desta forma, mesmo que seja a superfície intensamente alterada, a subsuperfície é pouco intemperizada (Figura 8B).

O comportamento intempérico acima citado é aparentemente paradoxal. Este é similar ao fenômeno químico denominado “passividade”, que é observado em comportamento de corrosão de determinados metais, tais como: alumínio, níquel e cromo. Isto é, a superfície oxidada desses metais funciona como a cobertura de proteção para que a oxidação não avance ao interior do corpo metálico. Devido à facilidade de oxidação, os metais adquirem resistência à corrosão mantendo o interior intacto. A “passividade intempérica” torna os corpos sieníticos a ser resistentes ao intemperismo e erosão sob condição climática tropical, formando as saliências morfológicas dos complexos intrusivos sieníticos do Estado do Rio de Janeiro.

### A. Granito



### B. Nefelina sienito



**FIGURA 8.** Ilustrações esquemáticas de foamas de percolação da água superficial e do intemperismo por causa da percolação: A) granito, que é submetido ao intemperismo por meio de infiltração de água ao longo de fraturas de resfriamento magmático; B) nefelina sienito, caracterizado por passividade intempérica com o auxílio de *case hardening*, que protege o interior do corpo rochoso de intemperismo superficial.

## MOVIMENTO DE FALHAS INFERIDAS

O modelo de erosão diferencial simples, acima citado, não justifica a presença das escarpas lineares de alto ângulo do maciço Mendanha. A nítida morfologia das escarpas lineares sugere existência de movimentos tectônicos de falha em um tempo geológico recente.

Almeida (1991), Almeida & Carneiro (1998), Ferrari (2001), Riccomini et al. (2004), Zalán & Oliveira (2005), etc. interpretaram a origem dos relevos de maciço Mendanha como uma parte dos tectonismos de movimentos verticais de falhas de direção geral E-W, que formaram o Graben da Guanabara no início do Paleogeno. O movimento das falhas do maciço Mendanha seria em torno de 700 m. Valente et al. (2005) descreveram presença das falhas com essa orientação dentro do maciço e atribuíram a intrusão sienítica a este sistema de falhas, confirmando a opinião de Thomáz Filho et al. (2000). Essas falhas têm deslocamentos pequenos, sendo apenas centimétricos, portanto não podem ser as falhas tectônicas que se movimentaram através de terremotos e formam escarpas altas. As referidas estruturas são consideradas como fraturas e os pequenos deslocamentos são atribuídas à acomodação gravitacional dos blocos rochosos. Apesar da indicação circunstancial, até o presente não foram observados nenhum afloramento de falhas com indicadores de grande deslocamento, tais como argila intercalada (*fault gauge*) e zona cataclástica (*cataclastic zone*, *fracture zone*). Portanto, pode-se dizer que essas são falhas inferidas, sem certeza de sua real existência.

Conforme o modelo proposto dos trabalhos anteriores, as falhas inferidas do maciço Mendanha poderiam ter componente de deslocamento sinistral, ou seja, deslocamento no sentido direito. Entretanto, não se observam deslocamentos de drenagens (*river off-set*) e morros de truncamento (*shutter ridge*) no sopé das escarpas. Além disso, não há facetas triangulares (*triangular facet*; Figura 9).

A ausência de facetas triangulares pode ser atribuída a uma das seguintes hipóteses, que são controversas: A) o movimento das falhas foi antigo e lento e as morfologias originais foram descaracterizadas pela erosão; B) o movimento das falhas foi muito recente e rápido portanto a escarpa atual tem alta declividade, sendo comparável com as facetas triangulares.

Conforme Ferrari (2001), Riccomini et al. (2004) e Zalán & Oliveira (2005), o Graben da Guanabara foi formada no Paleogeno, em torno de 42 Ma. Esta estimativa é concordante com a história de soerguimento regional elaborada por datações de traços de fissão em apatita (Netto et al., 2000; 2001; Hackspacher et al., 2004; Motoki et al., 2006).

Conforme as análises geomorfológicas do maciço Mendanha, o movimento das falhas inferidas deviam ser muito jovem, além disso, muito mais rápido do que das falhas ativas do Japão, tais como *Suwayama Fault, Kobe* (Figura 9). A declividade das escarpas do maciço Mendanha é comparável com as facetas triangulares da falha ativa acima citada. Considerando a estabilidade tectônica desta região, este argumento não é improvável.

A contradição acima citada pode ser contornada pela passividade intempérica das rochas sieníticas. Devido à forte resistência intempérica das rochas sieníticas, as características geomorfológicas das escarpas, formadas pelo movimento das falhas em uma época mais antiga do que 42 Ma, estão sendo preservadas no estado próximo ao original.

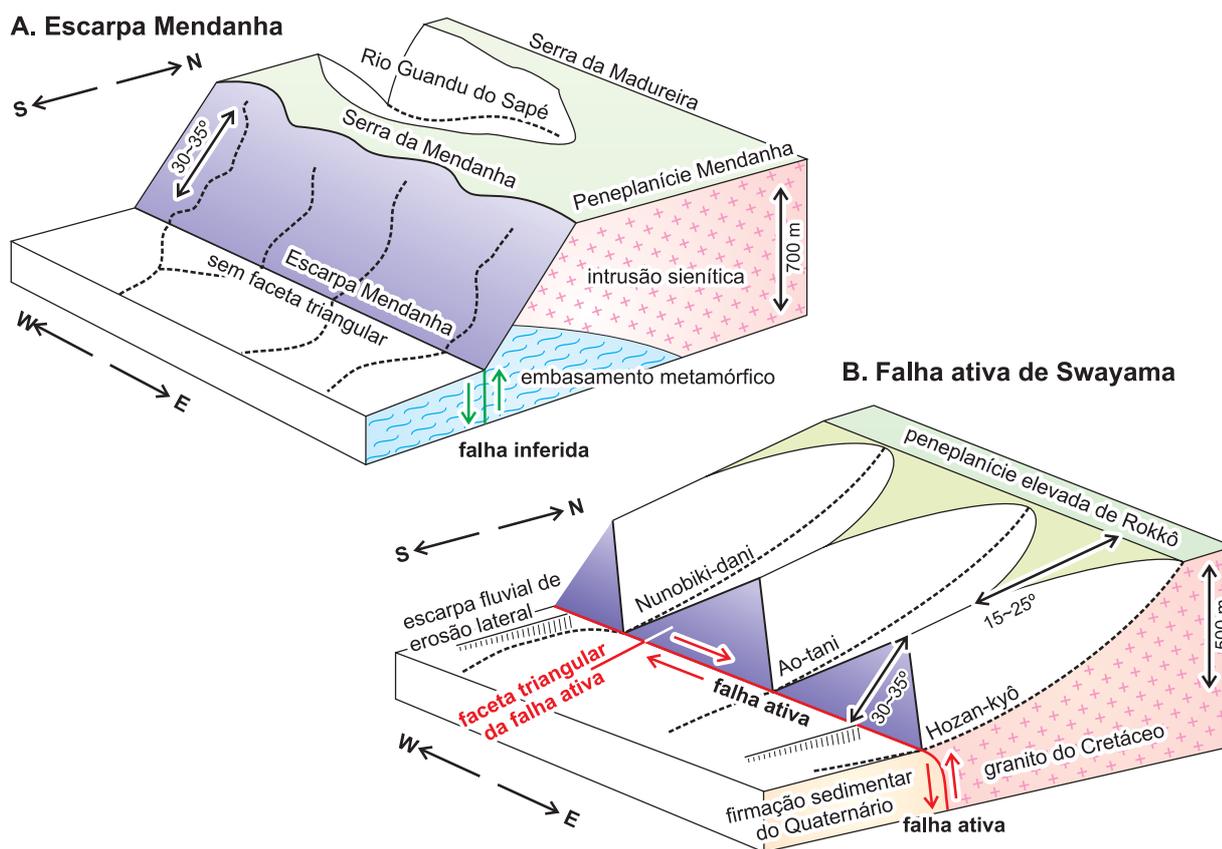
## FORMA TRIDIMENSIONAL DO CORPO SIENÍTICO

A passividade intempérica das rochas sieníticas oferece uma outra explicação para o relevo do maciço Mendanha.

Os estudos recentes revelaram que os corpos intrusivos sienítico e traquítico do maciço Mendanha intrudiram na crosta superior em uma profundidade de 3 km (Motoki & Sichel, 2006; Motoki et al., 2007a; b). Os contatos e a distribuição litológica indica que a intrusão tem forma aberta para cima e a superfície atual corresponde ao nível inferior do corpo intrusivo (Motoki et al., 2007a).

Os estudos comparativos com os outros corpos intrusivos de rochas alcalinas félsicas do Brasil, tais como Moro de São João - RJ, Tanguá - RJ, Rio Bonito - RJ (Lima, 1976; Valença, 1976), Itaúna (Motoki et al., 2008), Ilha de Cabo Frio - RJ (Lima, 1974; Sichel et al., 2008), Ilha de Vitória - SP (Motoki, 1986) e Poços de Caldas - MG, (Motoki, 1988), apresentam um modelo geral da forma tridimensional de corpos intrusivos rasos de rochas félsicas como sendo similar a filtro de papel coador de café: o corte horizontal em um nível médio do corpo intrusivo é semicircular; o mesmo do nível inferior é elipsóide; o mesmo da base é fissural (Figura 10). Os corpos intrusivos de composição granítica do Japão, tais como *Kumano*, *Wakayama*, Japão (Aramaki, 1965), *Osuzuyama*, *Miyazaki*, Japão (Nakada, 1978) e *Sumiyoshigawa*, *Kobe*, também sugerem modelos similares (Motoki et al., 1988).

Os corpos intrusivos de Poços de Caldas, Ilha de Vitória, Tanguá, Rio Bonito e *Kumano Acidic Rock Body* apresentam formas semicirculares no mapa geológico, indicando sua exposição atual correspondente ao nível superior do corpo intrusivo (Figura 10A). Os corpos da Ilha de Cabo Frio e *Osuzuyama Acidic Rock Body* mostra formas alongadas, correspondendo ao nível inferior (Figura 10B). O *Sumiyoshigawa Acidic Rock*



**FIGURA 9.** Ilustrações esquemáticas comparativas de escarpas: A) escarpa lateral do maciço Mendanha, Município de Nova Iguaçu, Brasil, caracterizada por alto ângulo de inclinação, ausência de facetas triangulares e ausência de deslocamento das drenagens; B) escarpa da *Swayama Fault*, uma falha ativa do maciço *Rokkô*, Município de *Kobe*, Japão, caracterizada por facetas triangulares e deslocamento sinistral das drenagens.

*Body* expõe a raiz do corpo intrusivo, correspondendo à fenda provedora do magma (Figura 10C). O corpo sienítico do maciço Mendanha corresponde ao nível inferior ou fenda (Figura 10B, C).

Durante o tempo geológico, o corpo sienítico do Mendanha cobria amplamente a exposição atual (Figura 10A), como se fosse uma guarda chuva. A resistência intempérica do corpo sienítico, especialmente de nefelina sienito, originou a morfologia do planalto com escarpas laterais íngremes pela erosão diferencial. Durante o processo erosivo, as escarpas foram mantidos em alto ângulo devido à passividade intempérica das rochas sieníticas e traquíticas. A configuração linear das escarpas é originada da forma fissural do corpo intrusivo (Figura 10B, C). Segundo este modelo, a formação do Planalto Central não corresponde a nenhum evento tectônico.

### MODELO O MAIS PROVÁVEL

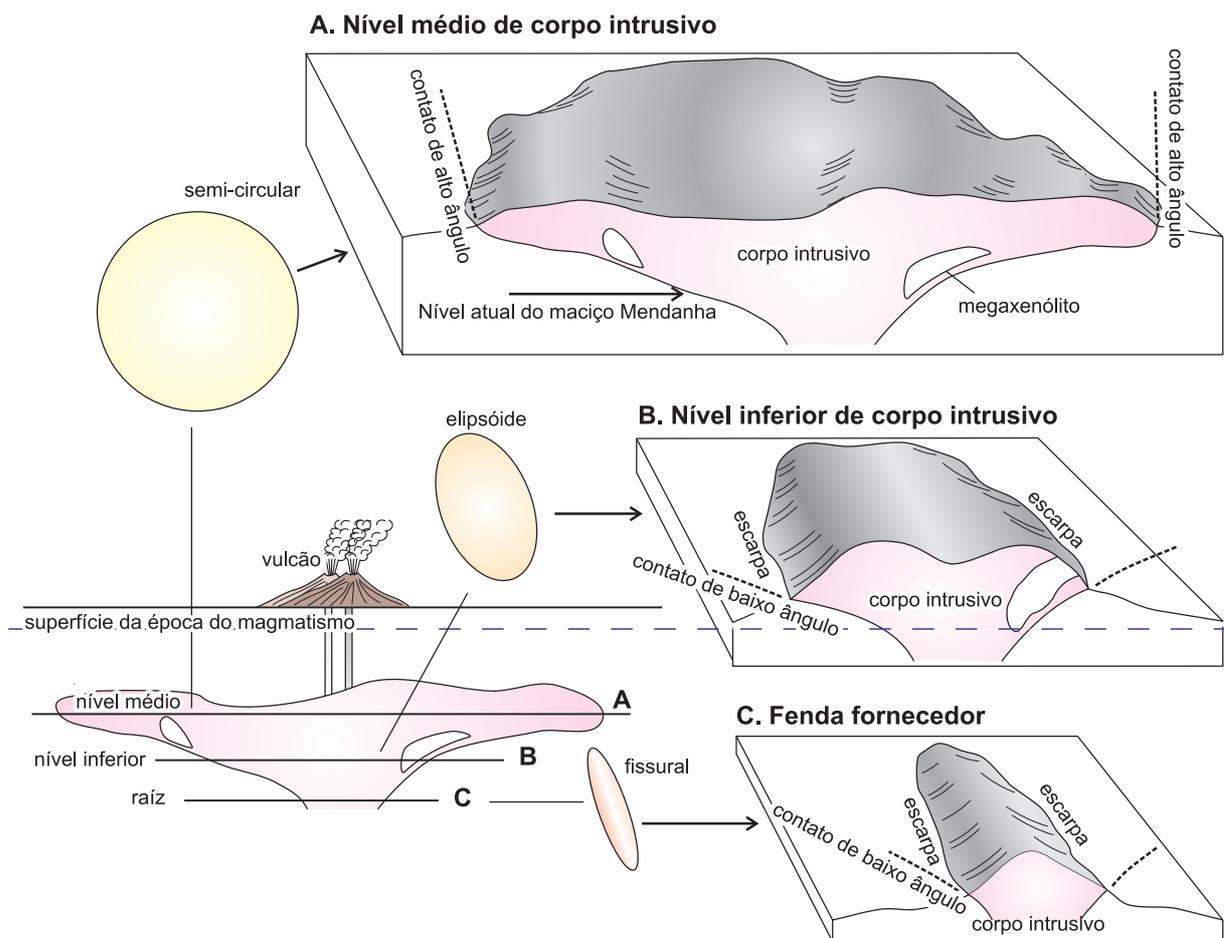
As discussões acima citadas demonstram que a necessidade da passividade intempérica do corpo sienítico é fundamental para justificar os relevos do

maciço Mendanha, deixando os seguintes modelos genéticos: 1) efeitos conjuntos de erosão diferencial e movimento das falhas; 2) efeitos conjuntos de erosão diferencial e forma tridimensional do corpo intrusivo.

No presente momento, não se encontra um argumento definitivo para a opção final. Entretanto, há dois argumentos sugestivos da segunda hipótese, indicando ausência das falhas de grande deslocamento: A) a estrutura geológica do maciço Mendanha; B) as datações de traços de fissão para apatita.

Nos últimos anos, os trabalhos de campo têm ajudado esclarecer os detalhes da estrutura geológica e distribuição petrográfica do maciço Mendanha (Motoki et al., 2007a; c). O perfil geológico longitudinal do maciço não apresenta descontinuidade geológica notável. Como, por exemplo, o perfil geológico ao longo do Rio Dona Eugênia desde a parte de dentro do maciço Mendanha (Loc. 1, Figura 1) até fora do maciço (Loc. 2, Figura 1) são contínuas, não havendo a necessidade de uma falha nas bordas do maciço.

Netto et al. (2000; 2001) apresentaram as idades de traços de fissão para apatita do embasamento da



**FIGURA 10.** Ilustrações esquemáticas de forma tridimensional de corpo intrusivo raso de rochas félsicas e as formas de exposição na superfície da Terra, de acordo com o nível do perfil horizontal: A) nível médio do corpo intrusivo apresentando exposição semi-circular no mapa, tais como Poços de Caldas - MG, Morro de São João - RJ, Rio Bonito - RJ, Tanguá - RJ e Ilha de Vitória - SP; 2) nível inferior, exposição elipsóide, Ilha de Cabo Frio - RJ, Mendanha - RJ e *Osuzuyama Acidic Rock Body* - Japão; 3) nível do raiz, fenda fornecedora de magma, com exposição linear, Itaúna - RJ e *Sumiyoshigawa Acidic Rock Body* - Japão.

cidade do Rio de Janeiro, há cerca de 35 km ao ESE do maciço Mendanha. As idades obtidas são  $59 \pm 7$  Ma para apatita extraída do ortognaisse de Pão de Açúcar e  $66.3 \pm 3$  Ma para o granito de Bico do Papagaio. Essas idades representam a história tectônica regional, indicando cerca de 3 km de soerguimento desde o final do Cretáceo até o presente (Hackspacher et al., 2004; Motoki & Sichel, 2006). Netto et al. (2005; 2006) e Motoki et al. (2006) mostraram as idades de traços de fissão para apatita do traquito da primeira geração (Loc. 1), com a idade de  $62 \pm 6$  Ma. Essa idade é pouco

mais recente do que a idade K-Ar do álcali sienito, 72 Ma (Sonoki & Garda, 1988) e quase igual às idades Ar-Ar a *laser-spot*, 58 a 67 Ma (Smith et al., 2001; Valente et al. 2006, comunicação pessoal citada por Motoki et al., 2006; 2007a). Portanto, essa idade pode representar o resfriamento do magma.

As idades de traços de fissão para apatita do embasamento e do traquito da primeira geração são próximas, indicando que após a intrusão magmática, não houve grande deslocamento vertical entre o maciço Mendanha e o embasamento metamórfico.

## RELAÇÃO COM A HIPÓTESE DE VULCÃO

O maciço Mendanha chegou a ser conhecido amplamente no Brasil pela hipótese do “Vulcão de Nova Iguaçu”, que se situaria na borda nordeste do maciço,

no limite entre a Escarpa Cabuçu e Rampa Dona Eugênia (Loc. 3, Figura 1).

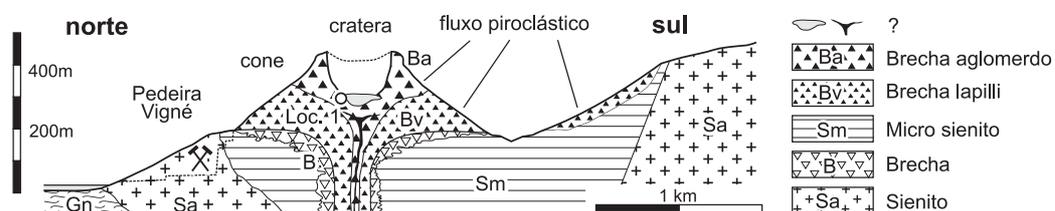
Esta hipótese foi proposta por Klein & Vieira

(1980a; b) e Klein et al. (1984). Vieira & Klein (2004) apresentaram um perfil geológico, mostrando edifício vulcânico de 1.7 km de diâmetro e 250 m de altura, com cratera de 1 km de diâmetro e 200 m de profundidade. A mídia, tais como Folha de S. Paulo e Rede Globo, divulgou que esse é o único vulcão intacto do país, com presença da cratera e do edifício vulcânico preservados e, a última erupção ocorreu em 40 Ma. Esta informação foi amplamente difundida, sendo encontrada frequentemente em artigos não acadêmicos. Klein & Valença (1986) estimaram que a última erupção do Vulcão de Nova Iguaçu ocorreu a 48 Ma, com base nos estudos estruturais e geomorfológicos. Entretanto, esses autores não apresentaram dados estruturais e geomorfológicos referentes.

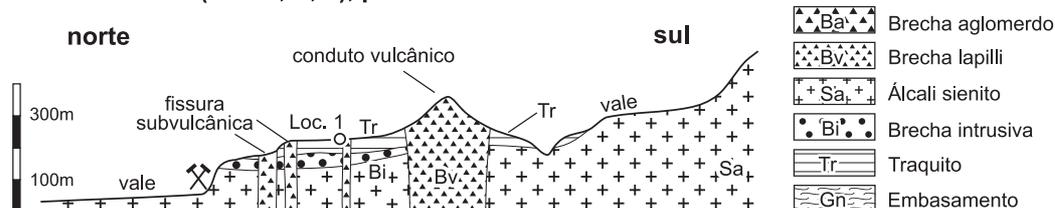
Ao longo do Rio Guandu do Sapé, Lamego (1954) constatou a presença de rochas piroclásticas (Loc. 4, Figura 1). Klein et al. (1984) consideraram essa ocorrência como um outro vulcão da mesma época, batizando “Chaminé do Lamego”.

Edifício vulcânico é detectado facilmente em mapa de *seppômen* como saliência destacada. Entretanto, nos mapas de *seppômen* para o Maciço Mendanha não se observam as saliências nos locais dos supostos vulcões (Figura 4). Além disso, as drenagens não apresentam sistemas radiais (Figura 5). Os mapas topográficos de 1:10000 e 1:50000 não constam o edifício vulcânico intacto de Nova Iguaçu (Figura 11; Motoki et al., 2007a). Essas localidades demonstram morfologias erosivas de vales. A idade de

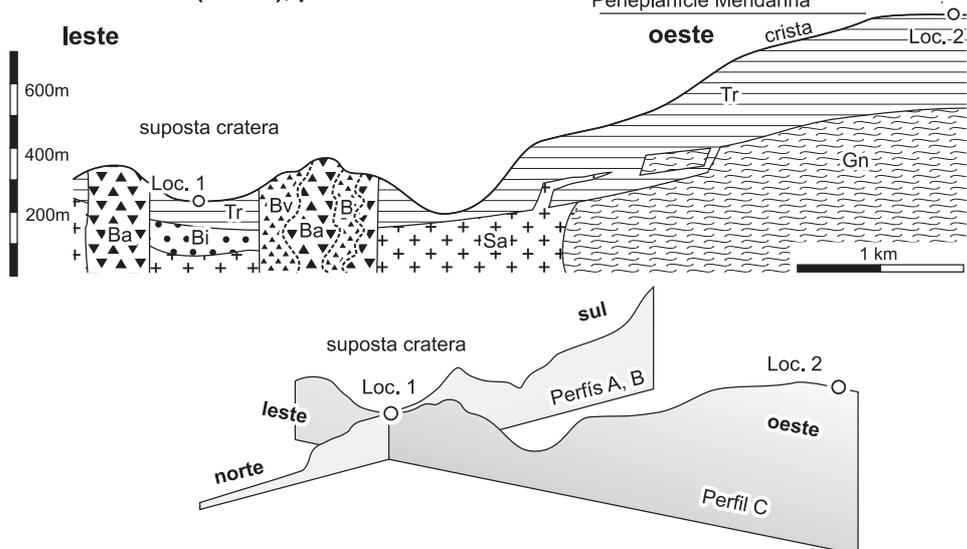
### A. Vieira & Klein (2004)



### B. Motoki et al. (2007a; b; c), perfil N-S



### C. Motoki et al. (2007b), perfil E-W



**FIGURA 11.** Perfis geológicos do vale da suposta cratera: A) perfil norte-sul segundo Vieira & Klein (2004); B) perfil norte-sul segundo Motoki et al. (2007a); C) perfil leste-oeste segundo Motoki et al. (2007a). A escala vertical do perfil A é exagerada 2.5 vezes conforme Vieira & Klein (2004) e os perfis B e C seguem o mesmo padrão. A legenda do perfil B é válida também para o perfil C.

48 Ma é incompatível com as datações geocronológicas (Sonoki & Garda, 1988; Smith et al., 2001; Motoki et al., 2006; 2007a; Netto et al., 2005; 2006).

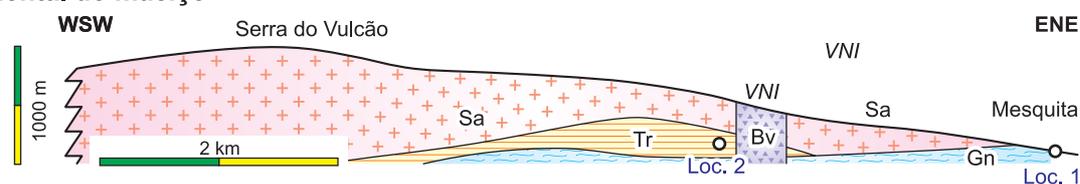
As publicações recentes em periódicos científicos apontaram a incompatibilidade litológica e estrutural do vale da suposta cratera com o modelo de cratera vulcânica. A rocha constituinte deste vale não é o aglomerado vulcânico, mas sim, traquito da primeira geração com estrutura maciça. Devido a isso, Valente et al. (2005) e Motoki et al. (2007a) concluíram que não existe a cratera vulcânica em Nova Iguaçu.

Os trabalhos recentes acima citados concluíram que as rochas piroclásticas deste maciço são constituintes de condutos e fissuras subvulcânicas posicio-

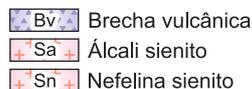
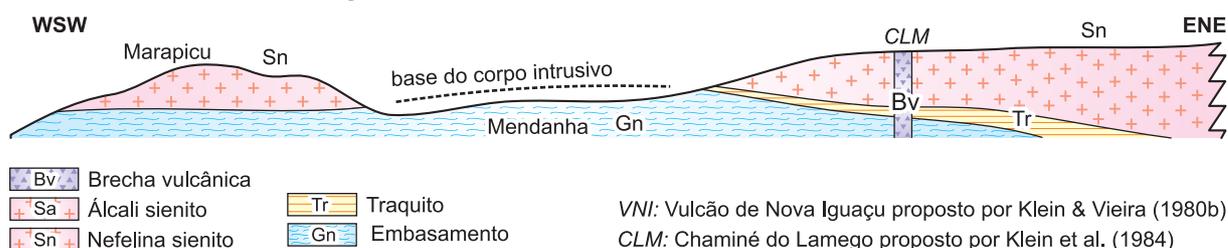
nados em cerca de 3 km de profundidade. As crateras e os edifícios vulcânicos da época em que o vulcanismo estava ativo foram completamente eliminados pela denudação regional de quilômetros de profundidade. O relevo atual corresponde à base da câmara magmática daquele tempo (Motoki et al., 2007a; Figura 12).

O Morro de Marapicu tem uma forma cônica, sendo visualmente parecido a um vulcão. Entretanto, a rocha constituinte principal é nefelina sienito, que é incompatível com a idéia do vulcão. O mesmo fenômeno ocorre no Morro de São João, RJ (Lima, 1976; Valença, 1976). Apesar da forma similar esses não são vulcões, mas sim, “obras de arte da natureza” formadas pela erosão diferencial.

### A. Parte oriental do maciço



### B. Parte ocidental do maciço



VNI: Vulcão de Nova Iguaçu proposto por Klein & Vieira (1980b)  
CLM: Chaminé do Lamego proposto por Klein et al. (1984)

FIGURA 12. Perfil geológico longitudinal do maciço Mendanha, segundo Motoki et al. (2007a).

## CONCLUSÕES

O mapa de *seppômen* e a análise de sistema de drenagem são as técnicas geomorfológicas complementares. Portanto, a combinação dos dois fornece importantes argumentos para evolução de relevos de uma região. As análises geomorfológicas com base nesses métodos do maciço Mendanha, Nova Iguaçu, RJ, apresentam os seguintes resultados:

1. Os mapas de *seppômen* mostram a existência do Planalto Central, com altitude básica de 700 a 750 m e altura máxima de 970 m. As encostas norte e sul do Planalto Central estão delimitadas por escarpa de alto ângulo, em torno de 30°, com altura relativa de 700 m.
2. O Planalto Central é cortado profundamente por três vales que são compridas e profundas. As drenagens apresentam sistemas dendríticos com ligeira orientação segundo E-W.

3. As drenagens presentes nas escarpas são curtas, rasas e de alto ângulo, formando sistemas paralelos com nítida orientação perpendicular às escarpas. Não se observam *knickpoints*.
4. Os aspectos geomorfológicos das escarpas do maciço Mendanha podem ser justificados pela forte resistência erosiva do corpo sienítico originada de passividade intempérica. Este fenômeno, aparentemente paradoxal, é devido à transformação intempérica de nefelina e feldspato alcalino em argilo-minerais formando camada superficial impermeável do corpo rochoso. Esta camada argilosa dificulta percolação da água superficial ao interior.
5. A morfologia das escarpas íngremes em si pode ser explicada tanto pelo movimento recente e rápido das falhas inferidas quanto a forma tridimensional do corpo sienítico acoplada com a resistência

erosiva com base na passividade intempérica. A estrutura geológica do maciço, a ausência de faces triangulares, a inexistência de deslocamento de vales e os perfis longitudinais de drenagens sustentam a hipótese de passividade intempérica,

a inexistência das falhas inferidas.

6. Não se observam características geomorfológicas que sustentam a hipótese de vulcões extintos, tanto para o “Vulcão de Nova Iguaçu”, quanto para o “Chaminé do Lamego”.

## AGRADECIMENTOS

Os autores agradecem ao Dr. Arata Sugimura, professor emérito da Universidade de Kobe, Japão, pelas importantes discussões científicas e aos alunos Daniel Aderino e Ariadne Marra de Souza, da Universidade do Estado do Rio de Janeiro pela colaboração durante a etapa de trabalhos de campo no maciço Mendanha.

## REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

1. ALMEIDA, F.F.M. Fundamentos geológicos do relevo paulista. **Boletim do Instituto Geográfico e Geológico**. São Paulo, v. 41, p. 167-263, 1964.
2. ALMEIDA, F.F.M. The system of continental rifts bordering the Santos Basin, Brazil. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, v. 48, p. 15-26, 1991.
3. ALMEIDA, F.F.M. & CARNEIRO, C.R. Origem e evolução da Serra do Mar. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 28, n. 2, p. 135-150, 1998.
4. ARAMAKI, S. Kumano Sansei Kazangan-ruí no funshutsu yôshiki. **Journal of Geological Society of Japan**, Tokyo, v. 71, p. 525-540, 1965. (em japonês).
5. CALVIN JAMES, W.; MACK, G.H.; SUTTNER, L.J. Relative alteration of microcline and sodic plagioclase in semi-arid and humid climates. **Journal of Sedimentary Research**, v. 51, n. 1, p. 151-164, 1981.
6. FERRARI, A.L. **Evolução Tectônica do Graben da Guanabara**. São Paulo, 2001. 412 p. Tese (Doutorado em Geociências) - Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo. (inédito).
7. GOLDICH, S. A study in rock weathering. **Journal of Geology**, v. 46, p. 17-58, 1938.
8. HACKSPACHER, P.C.; RIBEIRO, L.F.B.; RIBEIRO, M.C.S.; FETTER, A.H.; HADLER, J.C.N.; TELLO, C.A.S.; DANTAS E.L.S. Consolidation and Break-up of the South American Platform in Southeastern Brazil: Tectonothermal and Denudation Histories. **Gondwana Research**, v. 7, n. 1, p. 91-101, 2004.
9. HUZITA, K. & KASAMA, T. Kôbe oyobi rinsetsu chiiki chisitu-zu (1/50000). Edição 3. **Mapa geológico**. Secretaria de Planejamento da Prefeitura Municipal de Kobe, Japão, 1977. (em japonês).
10. KLEIN, V.C. & VALENÇA, J.G. Inclusões máficos nos sienitos nefelínicos de Cabuçu, RJ: evidências de interações de magmas? In: ACADEMIA BRASILEIRA DE CIÊNCIAS, COMUNICAÇÃO BREVE. **Anais**, Rio de Janeiro, v. 58, n. 3, p. 310, 1986.
11. KLEIN, V.C. & VIEIRA, A.C. Uma chaminé vulcânica na Serra de Madureira, Nova Iguaçu, Rio de Janeiro. In: ACADEMIA BRASILEIRA DE CIÊNCIAS, COMUNICAÇÃO BREVE. **Anais**. Rio de Janeiro, v. 52, p. 200, 1980. (a).
12. KLEIN, V.C. & VIEIRA, A.C. Vulcões do Rio de Janeiro: Breve geologia e perspectivas. **Mineração Metalurgia**, v. 419, p. 44-46. 1980. (b).
13. 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.
14. LAMEGO, A.R. **Uma chaminé vulcânica no Distrito Federal, Notas preliminares**. DGM-DNPM, v. 79, 10 p., 1954.
15. LIMA, P.R.A.S. Geologia da Ilha de Cabo Frio. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 28, 1974, Porto Alegre. **Anais...** Porto Alegre: Sociedade Brasileira de Geologia, 1974, v. 1, p. 176-181.
16. LIMA, P.R.A.S. Geologia dos maciços alcalinos do Estado do Rio de Janeiro. Parte I - Localização e geologia dos maciços. **Apostila**. Semana de Estudos Geológicos, Universidade Federal Rural do Rio de Janeiro, p. 205-245, 1976. (inédito).
17. MOTOKI, A. **Geologia e Petrologia do Maciço Alcalino da Ilha de Vitória, SP**. São Paulo, 1986. 245 p. Tese (Doutorado em Geociências) - Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo. (inédito).
18. 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 LATINOAMERICANO DE GEOLOGIA, 7, 1988, Belém. **Anais...** Belém: Sociedade Brasileira de Geologia, 1988, v. 1, p. 309-323.
19. 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. **Revista Escola de Minas**, Ouro Preto, v. 59, n. 1, p. 13-23, 2006.
20. MOTOKI, A. & VARGAS, T. Geologic observation of natural and artificial recovery processes of Brazilian tropical forest destroyed by debris flow and bauxite mining. In: INTERNATIONAL SYMPOSIUM ON APPLICATION OF NATURAL MATERIALS FOR ENVIRONMENTAL GEOTECHNOLOGY, 2001, Tokyo. **Proceeding Paper...** Tokyo, 2001, p. 54-55.
21. MOTOKI, A.; NETO, A.M.; SICHEL, S.E.; AIRES, J.R.; SOARES, R.; LOBATO, M. História de denudação regional e profundidade de posicionamento geológico das rochas vulcânicas de Nova Iguaçu, maciço Mendanha, RJ: constituintes de um vulcão ou corpos subvulcânicos? In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 43, 2006, Aracaju. **Anais...** Aracaju: Sociedade Brasileira de Geologia, 2006, p. 136, 2006.

22. MOTOKI, A.; SICHEL, S.E.; SOARES, R.; 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.
23. MOTOKI, A.; SOARES, R.; 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? **Revista Escola de Minas**, Ouro Preto, v. 60, n. 4, 583-592, 2007. (a).
24. MOTOKI, A.; SOARES, R.; LOBATO, M.; SICHEL, E.S.; AIRES, J.R. Feições intempéricas em rochas alcalinas félsicas de Nova Iguaçu, RJ. **Revista Escola de Minas**, Ouro Preto, v. 60, n. 3, p. 451-548, 2007. (b).
25. MOTOKI, A.; SOARES, R.; NETTO, A.M.; SICHEL, E.S.; 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, 67-82, 2007. (c).
26. MOTOKI, A.; VARGAS, T.; MARQUES, M.V. Descrição geológica e mecanismos de ocorrência dos deslizamentos da encosta gnáissica da Floresta da Tijuca, Rio de Janeiro, formados durante o impacto pluvial concentrado de fevereiro de 1996. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 39, 1996, Salvador. **Boletim de Resumos Expandidos...** Salvador: Sociedade Brasileira de Geologia, 1996, v. 4, p. 95-99.
27. NAKADA, S. Osuzuyama Sanseigan no Chishitsu. **Journal of Geological Society of Japan**, Tokyo, v. 84, p. 243-256, 1978. (em japonês)
28. NETTO, A.M.; GERALDES, M.C.; VIGNOL-LELARGE, M.L. Idade traço de fissão em apatita do maciço alcalino do Mendanha: implicações sobre o magmatismo cretáceo no estado do Rio de Janeiro. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO SUDESTE, 9 e SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DE MINAS GERAIS, 13, 2005, Niterói. **Boletim de Resumos...** Niterói: Sociedade Brasileira de Geologia, CD-ROM, 2005.
29. NETTO, A.M.; GERALDES, M.C.; VIGNOL-LELARGE, M.L.; PIMENTEL, L.S. Estudo da evolução geológica do maciço alcalino do Medanha (RJ) através de datação traço de fissão. In: SIMPÓSIO DO CRETÁCEO DO BRASIL, 7 e SIMPÓSIO DO TERCIÁRIO DO BRASIL, 1, 2006, Serra Negra. **Anais...** Serra Negra, SP, 2006, p. 34.
30. NETTO, A.M.; POUPEAU, G.; TUPINAMBÁ, M. Termocronologia por traços de fissão em apatita do embasamento precambriano costeiro do Rio de Janeiro (Brasil). In: SIMPÓSIO REGIONAL DE GEOLOGIA DO SUDESTE, 7, 2001, Rio de Janeiro. **Boletim de Resumos...** Rio de Janeiro: Sociedade Brasileira de Geologia, 2001, CD-ROM.
31. NETTO, A.M.; VALERIANO, C.M.; POUPEAU, G.; LABRIN, E. Apatite fission-track thermochronology of the Sugar Loaf, Rio de Janeiro, SE, Brazil. In: INTERNATIONAL GEOLOGICAL CONGRESS, 31, 2000, Rio de Janeiro. **Abstracts volume...** Rio de Janeiro: IUGS, 2000, CD-ROM.
32. RICCOMINI, C.; SANT'ANNA, L.G.; FERRARI, A.L. Evolução geológica do rift continental do Sudeste do Brasil. In: MANTESSO-NETO, V., BARTORELLI, A., CARNEIRO, C.D.R., BRITO-NEVES, B.B. (Eds.), Geologia do Continente Sul-Americano: **Evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida**. Editora Beca, São Paulo, p. 385-405, 2004.
33. 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, 2005, p. 333-337.
34. SICHEL, S.E.; MOTOKI, A.; SAVI, D.C.; SOARES, R. Subvolcanic vent-filling welded tuff breccia of the Cabo Frio Island, State of Rio de Janeiro, Brazil. **Revista Escola de Minas**, v. 61, n. 4, p. 423-432, 2008.
35. SMITH, P.E.; EVERSON, N.M.; YORK, D.; SZATMARI, P.; CUSTODIO, O. Single-Crystal <sup>40</sup>Ar-<sup>39</sup>Ar dating of pyrite: No fool's clock. **Geology**, v. 29, n. 5, p. 403-406, 2001.
36. SONOKI, I.K. & GARDA, G.M. Idades K-Ar de rochas alcalinas do Brasil Meridional e Paraguai Oriental: compilação e adaptação as novas constantes de decaimento. **Boletim IG-USP, Série Científica**, São Paulo, v. 19, p. 63-85, 1988.
37. THOMÁZ FILHO, A.; MISUZAKI, A.M.P.; MILANI, E.J.; CESERO, P. Rifting and magmatism associated with the South America and Africa Break-up. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 30, n. 1, p. 17-19, 2000.
38. TODD, T.W. Paleoclimatology and the Relative Stability of Feldspar Minerals Under Atmospheric Conditions. **Journal of Sedimentary Research**, v. 38, n. 3, p. 832-844, 1968.
39. VALENÇA, J.G. Geologia dos maciços alcalinos do Estado do Rio de Janeiro. Parte II - Correlações geológicas. **Apostila**. Semana de Estudos Geológicos, Universidade Federal Rural do Rio de Janeiro, p. 247-259, 1976. (inédito)
40. VALENTE, S.C.; MELLO, E.F.; PALERMO, N. **Geologia de uma porção do complexo vulcânico de Nova Iguaçu limítrofe à área de lavra da pedreira Vigné, Nova Iguaçu, RJ**. Relatório Final. Ministério Público, Nova Iguaçu, 72 p., 2005. (inédito).
41. VIEIRA, A.C. & KLEIN, V.C. Vulcão de Nova Iguaçu, o vulcão brasileiro. **Guia de excursão**. CREA-RJ, 10 p., 2004. (inédito).
42. ZALÁN, P.V. & OLIVEIRA, J.A.B. Origem e evolução estrutural do sistema de riftes cenozóicos do sudeste do Brasil. **Boletim de Geociências da Petrobras**, v. 13, n. 2, p. 269-300, 2005.

*Manuscrito Recebido em: 3 de março de 2008  
Revisado e Aceito em: 10 de junho de 2008*

