



Terremoto Fóssil Evidenciado pela Brecha Tectônica Silicificada da Área de Cabo Frio, RJ, e sua Relação com a Gênese do Movimento Intermitente da Falha e o Hidrotermalismo Amagmático Associado

Fossil Earthquake Evidenced by The Silicified Tectonic Breccia of the Cabo Frio Area, State of Rio de Janeiro, Brazil, and its Bearings on the Genesis of Stick-Slip Fault Movement and the Associated Amagmatic Hydrothermalism

Akihisa Motoki ¹; Thais Vargas ¹; Woldemar Iwanuch ¹;
Dean Pereira de Melo ²; Susanna Eleonora Sichel ³; Alex Balmant ¹;
José Ribeiro Aires ⁴ & Kenji Freire Motoki ³

¹ Universidade do Estado do Rio de Janeiro, Faculdade de Geologia, Departamento de Mineralogia e Petrologia Ígnea, Rua São Francisco Xavier 524, Bloco A, Sala 4023, Maracanã, 20550-990, Rio de Janeiro, RJ.

² PETROBRAS - CENPES - Avenida Horácio Macedo, 950, Cidade Universitária, 21941-915, Rio de Janeiro, RJ.

³ Universidade Federal Fluminense, Laboratório de Geologia do Mar, Departamento de Geologia, Avenida General Milton Tavares de Souza s/n, 4 andar, Gragoatá, 24210-340, Niterói, RJ.

⁴ PETROBRAS - ABAST - Av. República do Chile, 65, sala 902, Centro, 20031-912, Rio de Janeiro, RJ.

E-mails: rochasornamentais@yahoo.com.br; thais@uerj.br; hitecelements@gmail.com; deanmelo@petrobras.com.br; susannasichel@id.uff.br; alexbalmant@yahoo.com.br; aires@petrobras.com.br; kenji_dl@hotmail.com

Recebido em: 10/02/2012 Aprovado em: 05/03/2013

DOI: http://dx.doi.org/10.11137/2012_2_124_139

Resumo

Este trabalho apresenta o estado atual das pesquisas geológicas e petrográficas da brecha tectônica silicificada na área de Cabo Frio, RJ. A partir dos resultados, os autores propõem um modelo para o mecanismo de deslocamentos intermitentes das falhas. As zonas de brecha tectônica têm largura de 50 cm a 20 m e direção geral de NE-SW. Essas são cortadas por diques máficos do Eocretáceo. Os clastos são angulosos e caracterizados pela textura de auto-brechiação. A matriz é consolidada firmemente pela silicificação com disseminação de hematita, carbonatos e sericita. As zonas de brecha são distribuídas aleatoriamente em uma ampla área do Estado. Esta observação indica que a silicificação não está relacionada aos magmatismos locais de intrusões alcalinas do Cretáceo ao Eoceno. Uma ideia alternativa é o hidrotermalismo originado do gradiente geotérmico. De acordo com o gradiente geotérmico normal da região continental, de 25 a 30°C/km, a temperatura atribuída à faixa de profundidade de 6 a 8 km é de 180 a 220°C. Nesta condição, o H₂O presente aí comporta como líquido hidrotermal. Este tipo de hidrotermalismo, sem participação de magmas, é denominado hidrotermalismo amagmático. Quando ocorreu o terremoto, formou-se uma zona de cataclase. A água da superfície que infiltrou ao longo dessa e chegou a profundidade de 6 a 8 km transformou-se em líquido hidrotermal amagmático. Conforme os reajustes de esforços e a consequente acomodação dos blocos rochosos crustais, o líquido hidrotermal foi pressionado e foi forçado a subir ao longo da zona de cataclase. Durante a ascensão e resfriamento do líquido hidrotermal, ocorreu a silicificação e consolidação da zona de cataclase. As brechas tectônicas silicificadas observadas na área estudada podem representar este fenômeno que ocorreu no tempo geológico. Através da silicificação e consolidação hidrotermal, o plano de falha transformou-se de uma zona de fraqueza em uma zona de rigidez mecânica, o que possibilitou a acumulação da energia tectônica na forma de deformação elástica. Isto é, durante e logo após o terremoto, o plano da falha foi uma zona de debilidade, entretanto durante o período entre terremotos, foi uma zona de alta rigidez. Os clastos desta brecha são constituídos por rocha cataclástica silicificada. Esta observação indica que o rompimento do plano de falha e sua consolidação hidrotermal ocorreram repetidamente, o que implica terremotos repetidos ao longo da mesma falha. Os autores propõem este processo como um mecanismo adicional para o movimento intermitente de falhas. O hidrotermalismo amagmático pode ser uma representação geológica da asperidade. Essa é um conceito sismológico que corresponde à localidade específica no plano de falha em que ocorre estagnação do movimento possibilitando a acumulação da energia tectônica na forma de deformação elástica. O terremoto novo ocorre através do rompimento da asperidade.

Palavras-chave: brecha tectônica; terremoto fóssil; movimento intermitente; hidrotermalismo amagmático; asperidade; Cabo Frio

Abstract

This paper shows present the present state of the geologic and petrographic studies of the silicified tectonic breccia in the Cabo Frio area, State of Rio de Janeiro, Brazil. Based on the results, the authors propose a model for the stick-slip fault displacement. The tectonic breccia zones are 50 cm to 20 m wide and of NE-SW general strike. They are cut by early Cretaceous mafic dykes. The clasts are angular and characterized by auto-brecciation texture. The matrix is firmly consolidated by the silicification with the dissemination of hematite, carbonates, and sericite. The breccia zones are distributed randomly in a wide area of the State of Rio de Janeiro. This observation affirms that the silicification cannot be related to the local magmatism of Cretaceous to early Cenozoic alkaline intrusions. An alternative idea is the hydrothermalism originated from geothermal gradient. According to the normal continental geothermal gradient, of 25 to 30°C/km, the temperature attributed to the depth from 6 to 8 km is 180 to 220°C. In this condition, the H₂O present there behaves as hydrothermal liquid. This type of hydrothermalism, without participation of magmas, is called amagmatic hydrothermalism. When an earthquake occurs, a cataclastic zone is formed. The surface water migrated down through it and arrived at the depth of 6 to 8 km transforms into amagmatic hydrothermal liquid. According to the stress adjustment and consequent accommodation of the crustal rock blocks, the hydrothermal liquid is compressed and forced to rise up along the cataclastic zone. During the ascension and cooling of the hydrothermal liquid, the cataclastic zone is silicified and consolidated. The silicified tectonic breccia observed in the studied area can represent this phenomenon which took place in the geologic time. By means of the silicification and consolidation, the fault plane transforms from a weak zone into a mechanically firm zone. This transformation enables the accumulation of tectonic energy in form of elastic deformation. That is, during and just after the earthquake, the fault plane is a weak zone. However, in the period between earthquakes it is a firm zone. The clasts of the fault breccia are composed of silicified cataclastic rock. This observation indicates that the fault plane rupture and its hydrothermal consolidation took place repeatedly, which implies repeated earthquakes along the same fault. The authors propose this process as an additional mechanism for stick-slip movement of the faults. The amagmatic hydrothermalism can be a geologic representation of asperity. It is a seismologic conception that corresponds to the specific locality on the fault plane in which the fault movement is stagnated and tectonic energy is accumulated in form of elastic deformation. A new earthquake occurs by means of asperity rupture.

Keywords: tectonic breccia; fossil earthquake; stick-slip; amagmatic hydrothermalism; asperity; Cabo Frio

1 Introdução

Falha é a fratura planar com deslocamento, ou seja, o plano de descontinuidade mecânica com movimento, que estão presentes na crosta ou no manto (e.g. Bates & Jackson, 1987; Hobbs *et al.*, 1976). As falhas de grande rejeito de deslocamento são formadas por esforços tectônicos. Certas falhas têm centenas de quilômetros de deslocamento, tais como sistema de falhas transformantes de São Paulo (*Saint Paul Transform Fault System*; e.g. Sichel *et al.*, 2008a; Motoki *et al.*, 2009a) e Romanche (*Romanche Transform Fault System*; e.g. Honnorez *et al.*, 1991; Abercrombie & Ekström, 2001; Kashintsev *et al.*, 2006). Na maioria dos casos, as falhas se movimentam através de terremotos. O fenômeno é chamado de movimento intermitente (*stick-slip movement*; Brace & Byerlee, 1966).

Quando o esforço tectônico supera o limite da resistência mecânica da crosta (*yield stress*), cria-se a fratura planar com deslocamento no corpo rochoso intacto, que corresponde ao surgimento de uma nova falha. Uma vez que a falha é formada, o esforço tectônico é liberado através do movimento da mesma falha. Para liberar o esforço acumulado no corpo rochoso, o reaproveitamento da cicatriz pré-existente parece ser mais fácil do que a criação de uma nova falha. Os movimentos repetitivos da falha geram uma zona de cataclase (*fault fracture zone*; *cataclastic zone*), que é caracterizada por brecha tectônica (*fault breccia*) e argila de falha (*fault gouge*). Os movimentos repetitivos da falha diminuiriam a fricção por meio de desgaste abrasivo e formariam uma zona de fraqueza (*debility zone*). Portanto, o movimento intermitente poderia transformar-se em deslizamento contínuo (*smooth-sliding*; *stable sliding*; *creep*).

Entretanto, de fato, as falhas com deslizamento contínuo sem grandes terremotos são apenas casos excepcionais (e.g. Scholz *et al.*, 1969; Lienkaemper *et al.*, 2001). Até mesmo nas falhas com a zona de cataclase bem desenvolvida, os movimentos ocorrem de maneira intermitente, junto com terremotos. Um grande rejeito de deslocamento é formado por centenas e milhares de terremotos. Sendo contrário da expectativa, a fricção no plano de falha parece não diminuir por repetidos movimentos intermitentes. Apesar das observações de campo, ensaios de laboratórios e considerações teóricas (e.g. Byerlee, 1970; Byerlee *et al.*, 1978), não se esclareceu suficientemente por que o movimento intermitente com terremoto é a maneira principal.

As pesquisas geológicas de falhas ativas são realizadas através de estudos geomorfológicos, observações de afloramentos naturais, descrições de trincheiras, etc. (e.g. Ritz *et al.*, 1995; Mueller & Talling, 1997; Sébrier *et al.*, 1998; Pratt *et al.*, 1998; Meghraoui *et al.*, 2011; Hubert-Ferrari *et al.*, 2002). Os fenômenos subterrâneos a quilômetros de profundidade abaixo das falhas são pesquisados apenas por meios geofísicos, ou seja, de forma indireta. Se as observações diretas dos fenômenos geológicos e estudos petrográficos das rochas constituintes dessa profundidade fossem possíveis, seria um tema de grande interesse científico.

No Estado do Rio de Janeiro, ocorrem dezenas de faixas de brecha tectônica silicificada. Essas correspondem à estrutura subterrânea por quilômetros de profundidade das falhas que se movimentavam durante o tempo geológico, sendo estimado da fase rúptil do estágio final da Orogenia Pan-Africana (Motoki *et al.*, 2011). As pesquisas da brecha tectônica silicificada combinadas com aquelas de falhas ativas e atividades sísmicas podem abrir uma nova fronteira geológica.

O presente trabalho refere aos estudos geológicos e petrográficos realizados sobre a brecha tectônica silicificada da área de Cabo Frio, RJ. Interpretando essa como um “fóssil” de terremoto que ocorreu repetitivamente no tempo geológico, os autores propõem um modelo para explicar o mecanismo de deslocamentos intermitentes de falhas, ou seja, terremotos, através de repetidos processos de consolidação hidrotermal amagmático e ruptura mecânica.

2 Ocorrência de Campo

As zonas de brecha tectônica estão espalhadas aleatoriamente em uma ampla área do Estado do Rio de Janeiro (Figura 1). As ocorrências apresentadas no mapa são apenas as principais e, o número real é muito maior. A maioria dessas tem direções entre N45°E e N60°E, sub-paralelas à estrutura da Orogenia Pan-Africana da Faixa Ribeira (Campos Neto, 2000; Heilbron *et al.*, 2000; Heilbron & Machado, 2003). A largura varia amplamente, de 50 cm até mais de 100 m. Dentre essas, a brecha de Carapebus possui extensão confirmada de 10 km e largura máxima de 300 m (Gomes *et al.*, 1982). Devido à alta resistência erosiva, a brecha silicificada forma saliências morfológicas com altura relativa máxima de 130 m.

Terremoto Fóssil Evidenciado pela Brecha Tectônica Silicificada da Área de Cabo Frio, RJ, e sua Relação com a Gênese do Movimento Intermitente da Falha e o Hidrotermalismo Amagmático Associado

Akihisa Motoki; Thais Vargas; Woldemar Iwanuch; Dean Pereira de Melo; Susanna Eleonora Sichel; Alex Balmant; José Ribeiro Aires & Kenji Freire Motoki

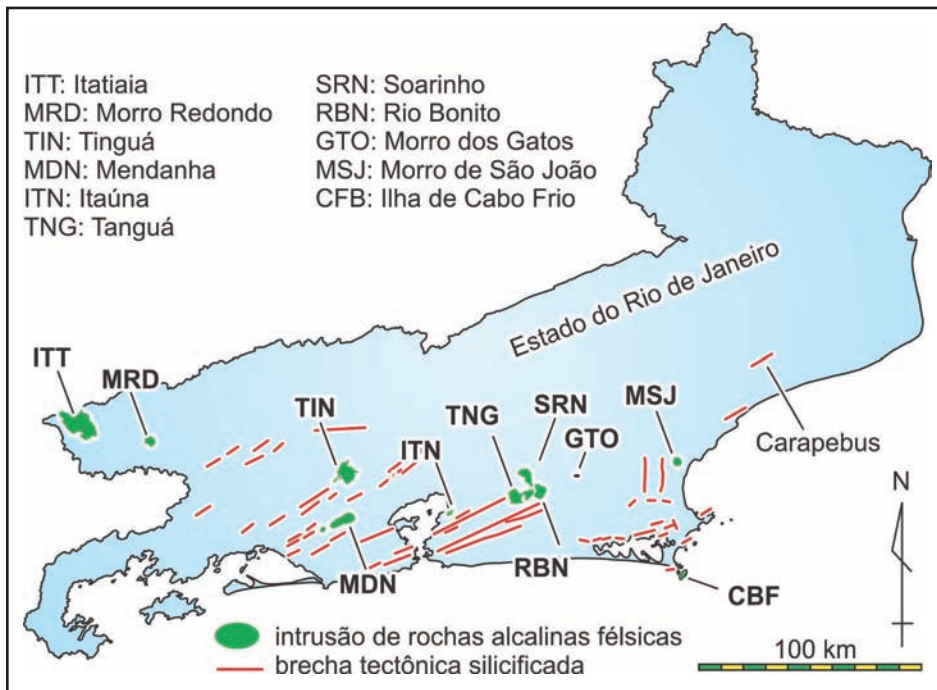


Figura 1 Mapa de localização das faixas de brecha tectônica silicificada e dos complexos intrusivos de rochas alcalinas félsicas do Cretáceo ao Eoceno do Estado do Rio de Janeiro, modificado de Motoki *et al.* (2011). Os dados de brechas tectônicas são originados de Ferrari & Riccomini (2003) e aqueles das rochas alcalinas félsicas, de Silva *et al.* (2000), Motoki *et al.* (2012) e Aires *et al.* (2012).

Ferrari & Riccomini (2003) e Trotta (2004) consideraram que as brechas silicificadas foram formadas no Eoceno, na fase final das atividades intrusivas de rochas alcalinas félsicas no período entre 40 e 65 Ma. Eles alegaram que as faixas de brecha ocorrem nas localidades próximas aos corpos intrusivos de rochas alcalinas félsicas.

Entretanto, a Figura 1 não apresenta a correlação geográfica com os corpos alcalinos e, a distribuição é aleatória. Além disso, a brecha é cortada por diques máficos do Eocretáceo pertencente ao magmatismo basáltico da Província do Paraná (Figura 2; Motoki *et al.*, 2011). Os diques são de composição toleítica de baixo titânio (*low-Ti series*) e, portanto é difícil obter datações com platô de alta convergência nas datações Ar-Ar, porém são considerados como em torno de 130 Ma. Dessa forma, os autores acima citados interpretaram que a brecha tectônica silicificada seria associada ao magmatismo alcalino com idades variando de 51.1 ± 7.9 Ma (Ilha de Cabo Frio, Rb-Sr em mineral; Sichel *et al.*, 2012) a 72 ± 6 Ma (Itatiaia, K-Ar em biotita; Sonoki & Garda, 1988).

Os diques máficos demonstram configuração escalonada (*en-echelon*) com deslocamento sinistral, que é indicativo da intrusão magmática pelo fraturamento hidráulico de cisalhamento (*hydraulic shear fracturing*; Motoki *et al.*, 2009b). Conforme esta idéia, o eixo principal do σ horizontal máximo

está em torno de $N20^\circ E$. Os diques de traquito e fonolito associados aos corpos intrusivos nefelina sieníticos também apresentam forma de intrusão similar. Entretanto, o sentido de deslocamento lateral dos diques máficos e alcalinos é sinistral, ou seja, esquerdo, que é o oposto da brecha tectônica silicificada. Esta observação aponta que a brecha tectônica e os diques intrudiram em eventos tectonomagmáticos distintos.

Um evento tectonomagmático anterior aos diques máficos conhecido nessa região foi a colisão continental do Cambriano da Orogenia Pan-Africana dessa região, chamada de Orogenia Búzios (Schmitt *et al.*, 2004), com idade metamórfica aproximada de 530 Ma (U-Pb, por LA-ICP-MS, dados inéditos de Motoki). A Zona de Cisalhamento Paraíba do Sul foi formada no estágio final desta orogenia e tem o deslocamento lateral no sentido dextral, ou seja, direito (*e.g.* Dayan & Keller, 1989; Trouw *et al.*, 2000; Egydio-Silva *et al.*, 2002). O sentido dextral é concordante com as faixas de brecha tectônica silicificada.

No município de Duque de Caxias, observam-se as faixas de brecha tectônica silicificada que cortam o granito pós-tectônico de Andorinha (c.a. 510 Ma, dados inéditos de Motoki) e o nefelina sienito gnaisse do Complexo Canaã (c.a. 530 Ma, para zircão, c.a. 490 Ma para monazita, dados inéditos de Motoki). Dessa forma, considera-

**Terremoto Fóssil Evidenciado pela Brecha Tectônica Silicificada da Área de Cabo Frio, RJ, e sua
Relação com a Gênese do Movimento Intermitente da Falha e o Hidrotermalismo Amagmático Associado**
*Akihisa Motoki; Thais Vargas; Woldemar Iwanuch; Dean Pereira de Melo; Susanna Eleonora Sichel;
Alex Balmant; José Ribeiro Aires & Kenji Freire Motoki*

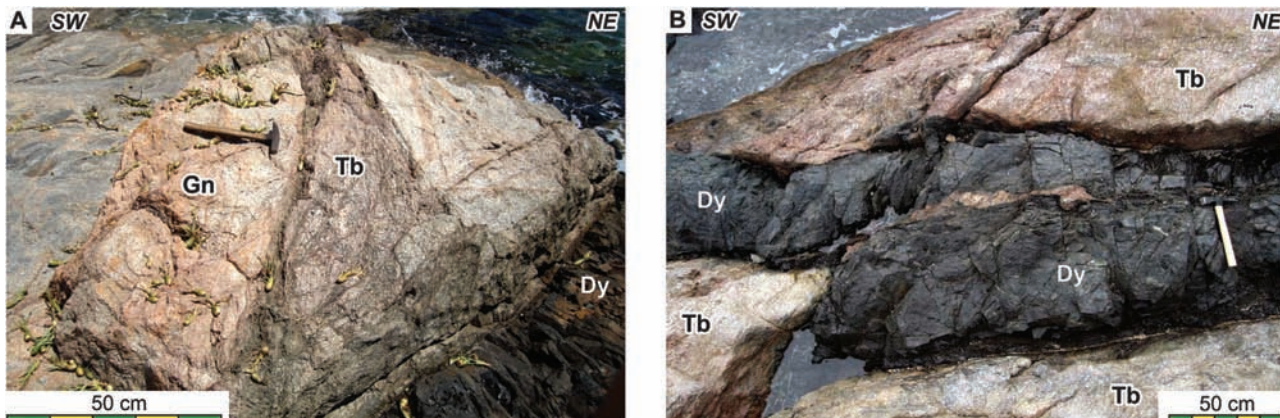


Figura 2 Afloramentos da brecha tectônica silicificada cortada por dique máfico do Eocretáceo: A) Praia das Conchas, Cabo Frio, RJ, 22°51.85'S, 41°58.36'W; B) Ilha do Japonês, Cabo Frio, RJ, 22°53'09''S, 42°00'00''W. A foto B é originada de Motoki *et al.* (2011). Tb - brecha tectônica silicificada; Dy - dique máfico do Eocretáceo; Gn - Embasamento ortognáissico da Unidade Regiões de Lagos.

se que as faixas de brecha tectônica silicificada foram formadas na fase rúptil do último estágio da Orogenia Pan-Africana (Zimbres *et al.*, 1989; Motoki *et al.*, 2011).

3 Observações dos Afloramentos

O embasamento metamórfico da área de Cabo Frio é constituído principalmente por ortognaisse granítico chamado da Unidade Região dos Lagos e parcialmente por anfibolito da Unidade São Mateus. Essas unidades têm direção geral (*strike*) de N15°W, com mergulhos amplamente variáveis, desde sub-horizontal até sub-vertical. Esta direção é discordante com as rochas metamórficas das outras áreas do Estado, que estão na faixa de N45°E a N55°E. Dessa forma, o embasamento desta região é definido como o Bloco Cabo Frio e considerado como uma parte do Cráton Congo (Trouw *et al.*, 2000; Heilbron *et al.*, 2000; Heilbron & Machado, 2003). Ambos os gnaisses foram submetidos à Orogenia Pan-Africana com a idade metamórfica de 530 Ma (U-Pb, dados inéditos citados por Motoki *et al.*, 2011).

As zonas de brecha tectônica silicificada da área de Cabo Frio, RJ, têm direção geral de NE-SW com uma variação, desde norte-sul até leste-oeste. Na Ilha do Japonês, Município de Cabo Frio, 22°53'09''S, 42°00'00''W, ocorre um afloramento que expõe que a brecha tectônica silicificada e, é cortada brusca e discordantemente por diques máficos do Eocretáceo (Figura 2B).

As brechas silicificadas mostram textura cataclástica altamente desenvolvida (Figura 3A),

apresentando um contraste com o milonito da Zona de Cisalhamento Paraíba do Sul (*e.g.* Egydio-Silva & Mainprice, 1999; Riccomini & Assumpção, 1999; Al-Mishwat, 2001). A abundância modal dos clastos chega a ser de 80 a 90% e a textura é classificada como suportada por clastos. Os clastos são angulosos de tamanho típico de 1 a 3 cm, com eventual presença dos clastos maiores do que 20 cm. Os clastos maiores são mais angulosos (Figura 3B, C), apresentando a tendência oposta de brecha vulcânica (*e.g.* Motoki *et al.*, 2007a; 2008a; Sichel *et al.*, 2008b). Observa-se frequentemente a textura de fragmentação em loco, denominada de auto-brechação (*auto-brecciation*; Figura 3D, seta preta). Existem numerosos fragmentos de forma triangular e planar. Certos clastos planares de tamanho centimétrico e os maiores apresentam orientações sugestivas de deslocamento dextral (Motoki *et al.*, 2011).

A matriz é fortemente consolidada por disseminação de calcedônia, carbonatos e óxidos e hidróxidos de ferro. O alto teor de carbonatos é evidenciado pela reação química com HCl. O hidrotermalismo é intenso não somente na faixa de brecha tectônica como também no ortognaisse encaixante ao longo do contato. No centro da brecha tectônica, a textura cataclástica é extremamente desenvolvida e a rocha encaixante está totalmente pulverizada, apresentando aspectos de argila de falha (*fault gouge*; Figura 3A). Não há fragmentos líticos de tamanho visível a olho nu. Na borda da brecha tectônica, observa-se a passagem gradativa entre a zona de brecha e a rocha encaixante de ortognaisse.

Terremoto Fóssil Evidenciado pela Brecha Tectônica Silicificada da Área de Cabo Frio, RJ, e sua Relação com a Gênese do Movimento Intermitente da Falha e o Hidrotermalismo Amagmático Associado
Akihisa Motoki; Thais Vargas; Woldemar Iwanuch; Dean Pereira de Melo; Susanna Eleonora Sichel; Alex Balmant; José Ribeiro Aires & Kenji Freire Motoki

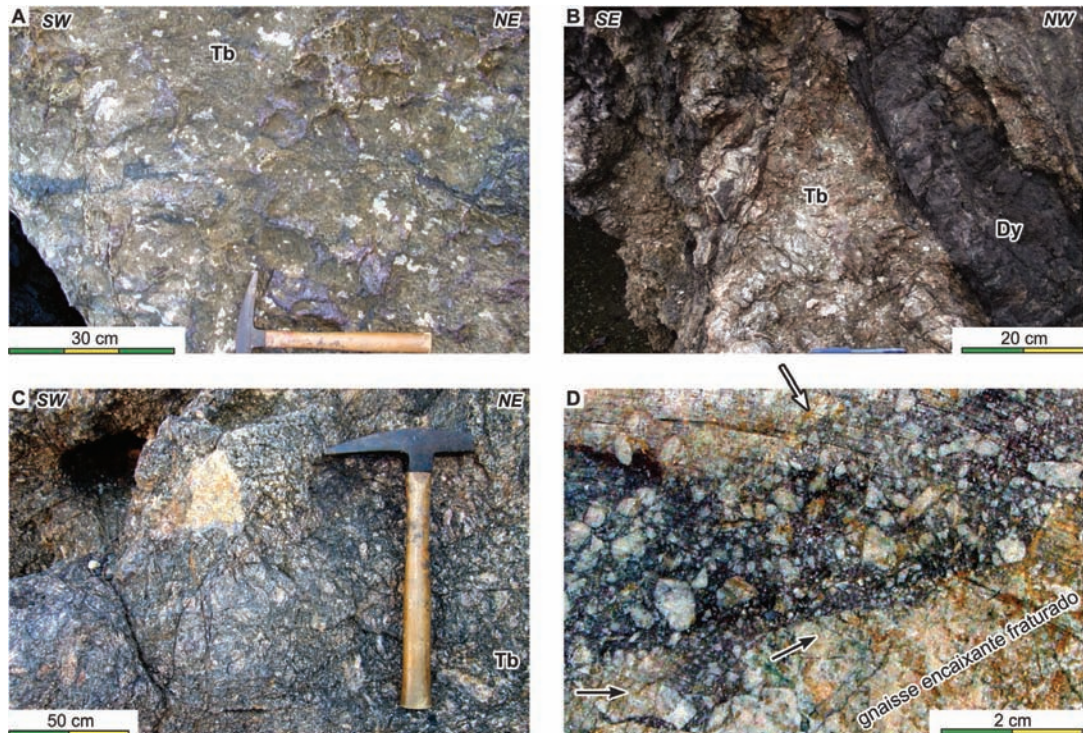


Figura 3 Textura da brecha tectônica de Arraial do Cabo, RJ, S22°58.78'S, W42°01.67': A) Textura cataclástica com freqüente presença de carbonatos; B) Textura cataclástica com a matriz silicificada por calcedônia; C) Clastos da rocha cataclástica que são constituídos por fragmentos de rocha cataclástica em nicois paralelos; D) A mesma área em nicois cruzados. As fotomicrografias são originadas de Motoki et al. (2011). Q - quartzo; Af - feldspato alcalino; Pl - plagioclásio; Mus - muscovita; Cc - carbonatos.

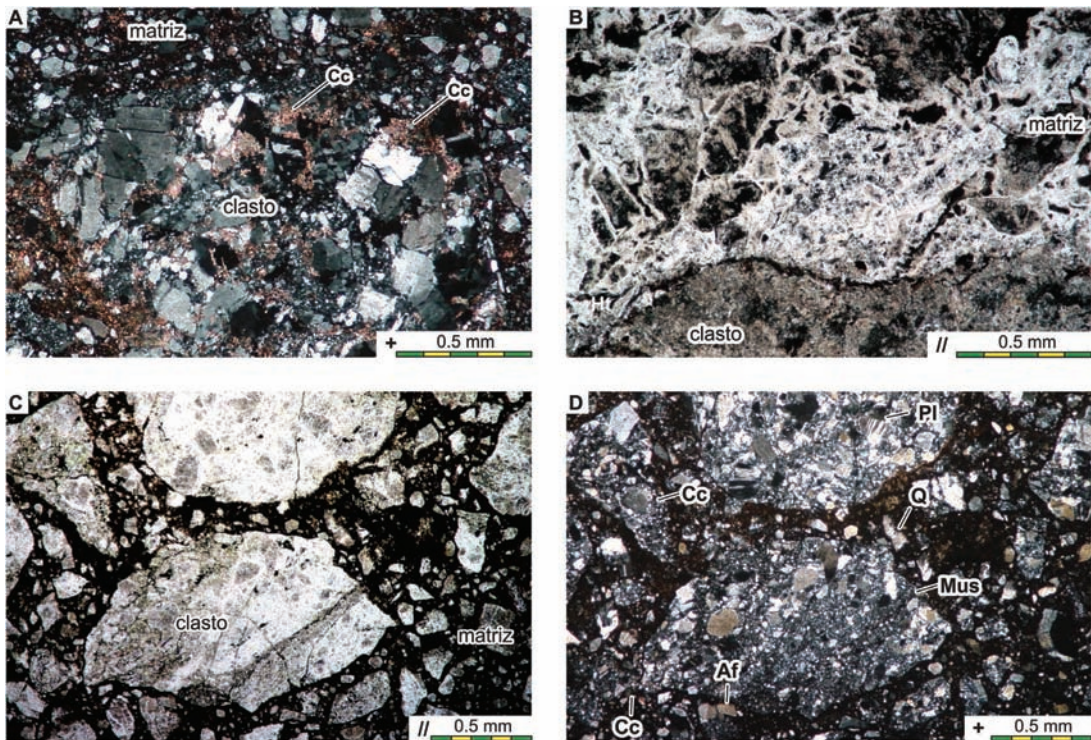


Figura 4 Textura da brecha tectônica de Arraial do Cabo, RJ, S22°58.78'S, W42°01.67': A) Textura cataclástica com freqüente presença de carbonatos; B) Textura cataclástica com a matriz silicificada por calcedônia; C) Clastos da rocha cataclástica que são constituídos por fragmentos de rocha cataclástica em nicois paralelos; D) A mesma área em nicois cruzados. As fotomicrografias são originadas de Motoki et al. (2011). Q - quartzo; Af - feldspato alcalino; Pl - plagioclásio; Mus - muscovita; Cc - carbonatos.

4 Descrições Petrográficas

As observações microscópicas confirmam em detalhes as características texturais de cataclasito. Os clastos maiores são angulosos e, os menores, ligeiramente arredondados. A textura é classificada como suportada por clastos (Figura 4A, B).

As fotomicrografias mostram clasto angulosos de tamanho em torno de 1 mm, caracterizados por fraturas de auto-brechação. Os clastos são constituídos por fragmentos angulosos pequenos de tamanho de 0,1 mm a 0,2 mm que são agregados por calcedônia (Figura 4C, D). Isto é, esta rocha cataclástica é constituída por fragmento de rocha cataclástica, indicando que o evento da formação da brecha tectônica por fragmentação mecânica não foi uma vez só, mas sim, ocorreu repetidamente nesta falha (Figura 5).

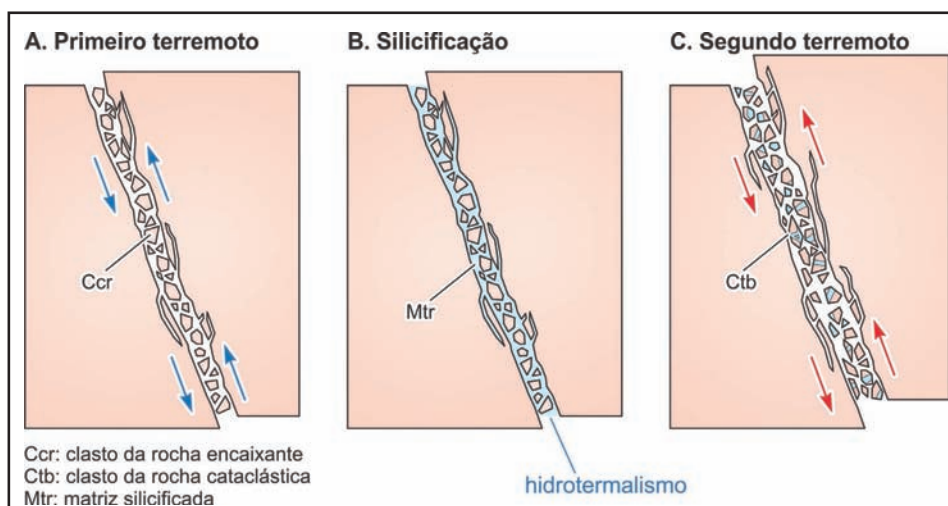
A matriz mostra a textura cataclástica com a disseminação de óxidos e hidróxido de ferro, carbonatos e sericita, além da sílica (Figura 4A, B). O feldspato alcalino e plagioclásio são parcialmente alterados em sericita. Alguns cristais de plagioclásio mostram fraturas com deslocamento, representado pela descontinuidade dos planos de geminação polissintética. Existem as amostras com a matriz consolidada predominantemente pela percolação hidrotermal de calcedônia (Figura 4B) e, também, de óxidos, hidróxido e carbonatos com pouca calcedônia.

5 Hidrotermalismo Amagmático

As zonas de brecha tectônica se apresentam intensamente silicificadas por hidrotermalismo. Atividades hidrotermais ocorrem geralmente na fase final de magmatismo. A água em estado líquido com temperatura superior a 220°C possui alta solubilidade de sílica, sulfetos e metais pesados. Tal água é chamada de líquido hidrotermal. Entretanto, abaixo de 180°C esses componentes são praticamente insolúveis. Dessa forma, quando o líquido hidrotermal se resfria de 220°C a 180°C, os materiais dissolvidos se precipitam. Em determinados casos, formam-se jazidas hidrotermais.

No Estado do Rio de Janeiro, ocorrem corpos intrusivos de rochas alcalinas félsicas do Cretáceo ao Eoceno (Figura 1): Itatiaia (Brotzu *et al.*, 1997); Morro Redondo (Brotzu *et al.*, 1989); Serra dos Tomazes (Ferrari *et al.*, 1977); Tinguá (Derby, 1897); Mendanha (Motoki *et al.*, 2007b; Petrakis *et al.*, 2009); Itaúna (Motoki *et al.*, 2008b); Tanguá, Rio Bonito, Soarinho (Motoki *et al.*, 2010); Morro dos Gatos (Motoki *et al.*, 2012); Morro de São João (Brotzu *et al.*, 2007); Ilha de Cabo Frio (Motoki & Sichel, 2008; Motoki *et al.*, 2008c). Os trabalhos anteriores interpretaram que a brecha tectônica silicificada foi formada na fase final desse magmatismo, especialmente no caso do Complexo Intrusivo de Tanguá.

Entretanto, as evidências geológicas não estão de acordo com esta idéia: 1) A brecha tectônica é



intrudida pelos diques máficos do Eocretáceo (Figura 2B); 2) A brecha silicificada ocorre aleatoriamente em uma ampla área no Estado (Figura 1); 3) A maior zona de brecha silicificada está em Carapebus, que se localiza cerca de 100 km da distância a partir da intrusão alcalina mais próxima. Desta forma, a silicificação não é um fenômeno local na proximidade das intrusões alcalinas, mas um fenômeno regional. A brecha tectônica corta discordantemente o granito pós-tectônico de Andorinha e, portanto o hidrotermalismo não é atribuído ao magmatismo granítico.

Em busca da solução para esta questão, Zimbres *et al.* (1989) e Motoki *et al.* (2011) propuseram uma idéia alternativa, o hidrotermalismo originado com base no gradiente geotérmico normal da região continental, sem participação de magmas, denominado hidrotermalismo amagmático. Conforme o gradiente geotérmico normal das regiões continentais, de 25 a 30°C/km, a temperatura de 6 a 8 km de profundidade se apresenta na faixa de 180°C a 220°C. Portanto, o H₂O que ocorre nesta profundidade, seja de qualquer origem, está em condição hidrotermal.

Motoki *et al.* (2011) consideraram que o impacto mecânico de terremoto incidiu uma brusca mudança do regime de esforço ao longo da falha e o conseqüente movimento do líquido hidrotermal amagmático dessa profundidade. Uma parte do fluido cruzou o plano de falha e subiu ao longo dessa. Durante a ascensão, o líquido se resfriou e a brecha tectônica foi consolidada pela percolação de materiais hidrotermais, especialmente sílica (Figura 6A). Desta forma, o plano da falha transformou de uma zona de fraqueza para uma zona de rigidez.

Uma dificuldade deste modelo é a baixa porosidade da crosta dessa profundidade, o que não poderia permitir a existência de fluido hidrotermal em quantidade suficiente. Entretanto, existem as opiniões da posição oposta. Deming (1994) opinou que existem fluidos altamente salinos (*aqueous brines*) em profundidade de 10 a 15 km, cuja circulação é contínua. Nur & Walder (1990) explicaram que há porosidade suficiente nesta profundidade para armazenar os fluidos.

Por outro lado, a água para o hidrotermalismo amagmático poderia ser originada da superfície ou subsuperfície. Quando ocorreu o terremoto, a crosta foi rompida formando uma zona de cataclase. Ao longo dessa, a água superficial migrou para baixo até a profundidade do hidrotermalismo amagmático e transformou-se em líquido hidrotermal. Taylor Jr. (1990) afirmou que uma grande quantidade de água superficial pode penetrar em localidades profundas da crosta. Após o terremoto, ocorrem reajustes de esforços crustais e acomodação dos blocos rochosos em torno da falha. O líquido hidrotermal pressionado subiu ao longo da zona de cataclase e consolidou-a por silicificação (Figura 6B). Este modelo pode evitar a interpretação sobre a dificuldade da baixa porosidade na profundidade hidrotermal.

O hidrotermalismo do modelo anterior (Figura 6A) é similar ao princípio da tecnologia convencional da energia geotérmica que aproveita o vapor de fontes térmicas, sem injeção de água, chamada de *wet steam geothermal power*. A silicificação da brecha tectônica pode ser comparada com o entupimento do tubo condutor por disseminação de calcedônia. Por outro lado,

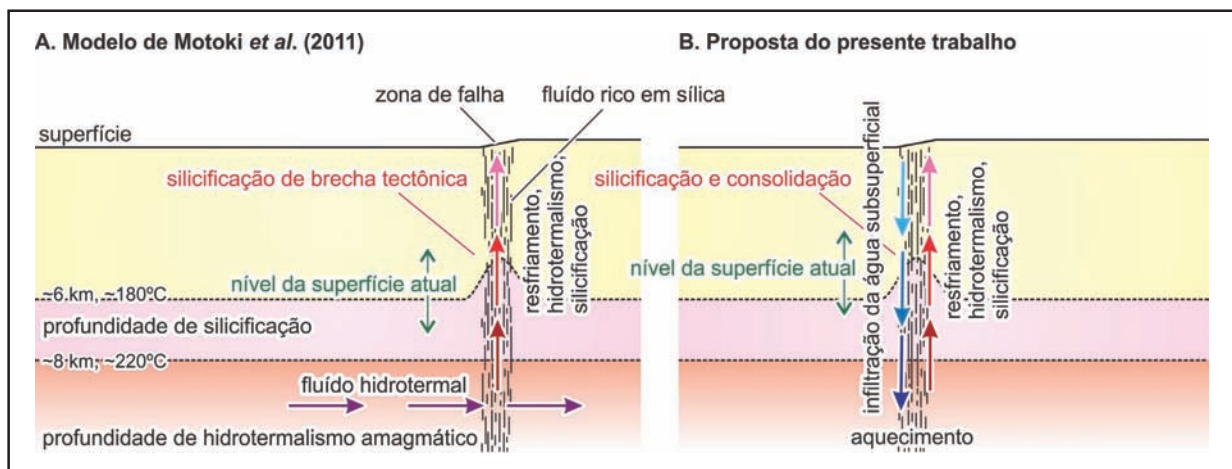


Figura 6 Ilustrações esquemáticas sobre a gênese do hidrotermalismo amagmático e sua relação com os terremotos do tempo geológico: A) Ascensão do fluido hidrotermal presente em uma profundidade maior do que 8 km, ou seja, de temperatura superior a 220°C, segundo Motoki *et al.* (2011); B) Infiltração da água da superfície ou subsuperfície ao longo da zona de falha, aquecimento em profundidade de 6 a 8 km e silicificação durante o retorno à superfície, que é proposta pelo presente trabalho.

Terremoto Fóssil Evidenciado pela Brecha Tectônica Silicificada da Área de Cabo Frio, RJ, e sua Relação com a Gênese do Movimento Intermitente da Falha e o Hidrotermalismo Amagmático Associado
 Akihisa Motoki; Thais Vargas; Woldemar Iwanuch; Dean Pereira de Melo; Susanna Eleonora Sichel; Alex Balmant; José Ribeiro Aires & Kenji Freire Motoki

o modelo novo proposto pelo presente trabalho (Figura 6B) é parecido à tecnologia de *hot dry rock geothermal power* (Cummings *et al.*, 1979; Dash *et al.*, 1983), que funciona com a injeção de água pressurizada.

Em ambos os casos, a consolidação da brecha tectônica silicificada ocorre somente em determinada faixa de profundidade em torno de 6 km ou pouco mais rasa. Beroza & Kanamori (2007) opinaram que nesta profundidade a fricção, ou seja, adesão do plano de falha é grande (Figura 7). Desta forma, a zona de rigidez mecânica no plano da falha tem sua dimensão vertical limitada. As brechas tectônicas silicificadas na área estudada (Figura 2, 3) podem representar este fenômeno que ocorreu no tempo geológico. O restante das partes da falha, onde não há consolidação hidrotermal, se comporta como uma zona de fraqueza.

6 Controvérsia Geológica de Falha e Terremoto

Terremotos que ocorreram durante o tempo histórico são pesquisados geologicamente através de observações dos afloramentos naturais e das trincheiras (*e.g.* Pantosti *et al.*, 1993; Michetti *et al.*, 1996; Sébrier *et al.*, 1998; Figura 8A). Os terremotos que aconteceram durante o tempo geológico podem ser estudados por meio de pseudotaquilito (*e.g.* Sibson, 1975; Maddock, 1983; Andersen *et al.*, 2006; Freund *et al.*, 2007; Mambane *et al.*, 2011; Figura 8B). Esses são manifestações geológicas de terremotos do passado e, portanto são denominados terremoto “fóssil”.

A geofísica interpreta o terremoto como um fenômeno de rompimento mecânico da crosta, o modelo denominado *elastic-rebound* (Figura 9A). A crosta resiste ao esforço tectônico através

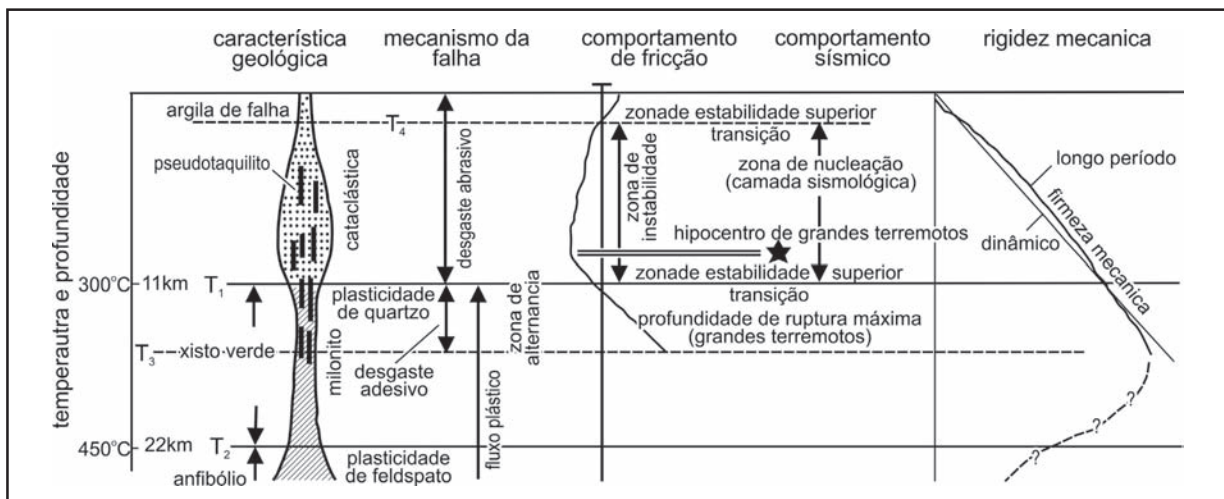


Figura 7. Modelo estimativo da relação entre característica geológica, mecanismo de rocha, comportamento de fricção, comportamento sísmico e rigidez mecânica de plano de falhas ativas, adaptado de Beroza & Kanamori (2007).

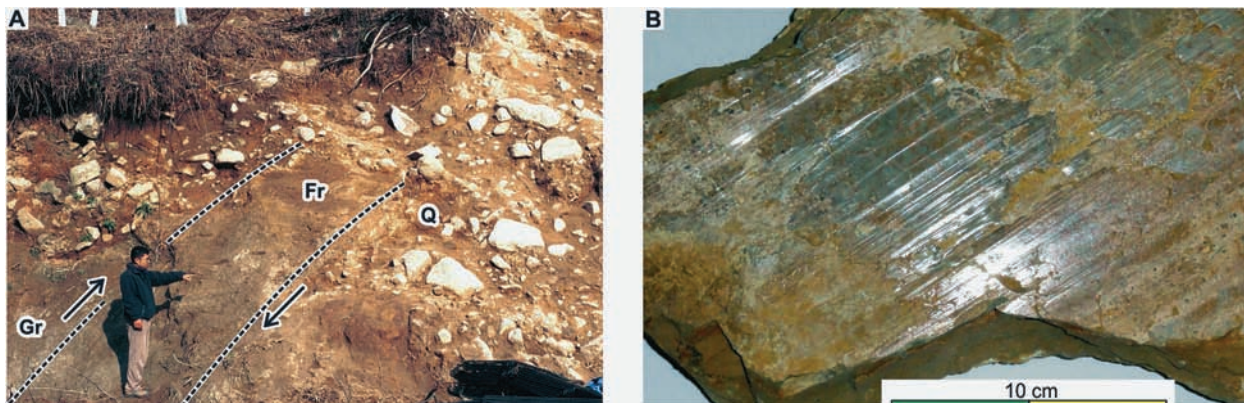


Figura 8 Evidência de movimento de falhas: A) Afloramento de falha ativa de Gosukebashi, com a camada de argila de falha e a zona de cataclase, da Falha de Gosukebashi, o segmento leste do Sistema de Falhas de Kobe, Japão, 34°45.1'N, 135°15.69'E (Motoki *et al.*, 2007c); B) Pseudotaquilito da brecha tectônica silicificada de Niterói, RJ, 22°53.58'S, 43°05.19'W, que se apresenta na superfície vítrea do plano de escorregamento da falha. FG - argila de falha; FZ - zona de cataclase. As setas indicam o movimento desta falha ativa.

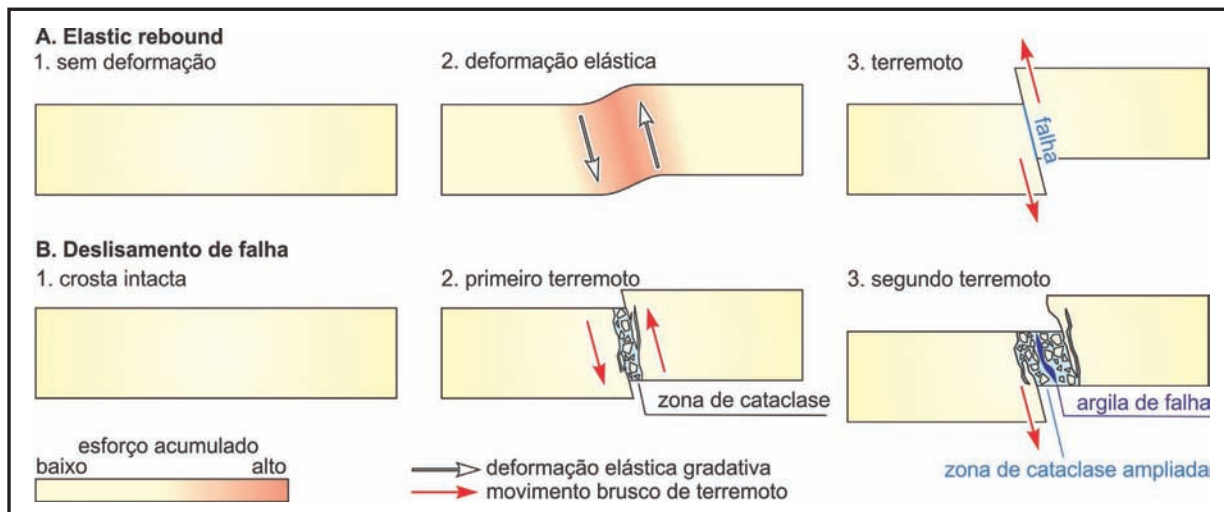


Figura 9 Modelos para movimento de falhas e terremotos: 1) Elastic-rebound que se acredita na geofísica; B) Zona de fraqueza na crosta que é aceita na geologia.

da deformação elástica (Figura 9A-2). Quando o esforço tectônico se eleva superando a capacidade do suporte mecânico (*yield stress*), a crosta se rompe liberando a energia acumulada na forma de distorção elástica (Figura 9A-3). O plano de rompimento da crosta corresponde à falha. No caso de terremotos grandes, a falha aparece até na superfície da Terra, denominada falha de terremoto (*earthquake fault*). Na geofísica, o conceito de crosta não é tão detalhadamente definido tanto quanto na geologia. Trata-se, porém indistintamente, de um objeto elástico sem fraturas. Para acumular a energia para o terremoto, a crosta deveria ser mecanicamente firme e elástica.

Por outro lado, a geologia interpreta terremotos como movimentos intermitentes de falhas e, a falha é uma zona de fraqueza existente na crosta ou no manto (Figura 9B). Esta idéia é oposta do conceito geofísico, que considera a crosta como sendo firme e elástica. As falhas que se movimentam por terremotos são chamadas geologicamente de falha de terremoto. Trata-se da mesma expressão com significados diferentes entre a geologia e a geofísica. A fraqueza física de falhas é observada nos afloramentos de falhas ativas na forma de zona de cataclase. Devido à sua fragilidade mecânica, o plano de falha desliza por esforço tectônico (Figura 9B-2, 9B-3).

Nas décadas de 1960 a 1970, houve intensas discussões em busca de uma explicação para esta controvérsia (e.g. Brace & Byerlee, 1966; Brace, 1972; Byerlee, 1970; Scholz & Engelder, 1976; Byerlee *et al.*, 1978; Dietrich, 1978): Por quê e de que forma ocorrem os movimentos intermitentes

de falhas e os conseqüentes terremotos ?; Qual é a condição que define o movimento intermitente (*stick-slip*) e o movimento contínuo (*smooth sliding*) ?. Entretanto, os debates não chegaram a uma conclusão convincente.

7 Falha é uma Zona de Fraqueza ou uma Zona de Rigidez ?

Se a falha é uma zona de fraqueza, o plano de falha deveria ser frágil e não teria rigidez e elasticidade. Sendo assim, não poderia acumular a energia tectônica e não ocorreria terremoto. Os esforços presentes na crosta seriam liberados por uma falha e não poderia haver falhas de configuração paralela. Entretanto, de fato, ocorrem terremotos repetidos na mesma falha e existem falhas paralelas. Para acontecer terremoto, a falha deveria ser um plano de rigidez com elasticidade (Figura 9A). Assim, é conveniente o questionamento: A falha é uma zona de fraqueza ou uma zona de rigidez ?

Todas as falhas devem ter o momento do seu surgimento, porém não há ainda um exemplo confirmado geologicamente como a falha primária. Existem possíveis exemplos indicados por estudos sismológicos cujas ondas sísmicas são caracterizadas pelo espectro predominante de alta frequência (e.g. Hill, 1977; Ukawa & Tsukahara, 1996). Há também exemplos indicadores de falhas primárias com base nos estudos geológicos (Motoki, 1994).

Considera-se que cada vez que ocorre o terremoto, a zona de cataclase é desenvolvida por desgaste abrasivo, reduzindo a fricção no plano

Terremoto Fóssil Evidenciado pela Brecha Tectônica Silicificada da Área de Cabo Frio, RJ, e sua Relação com a Gênese do Movimento Intermitente da Falha e o Hidrotermalismo Amagmático Associado
Akihisa Motoki; Thais Vargas; Woldemar Iwanuch; Dean Pereira de Melo; Susanna Eleonora Sichel; Alex Balmant; José Ribeiro Aires & Kenji Freire Motoki

de falha (Figura 9B-2, 9B-3). Portanto, as falhas com grande rejeito de deslocamento não poderiam acumular a energia tectônica. Mesmo assim, existem muitas falhas ativas de terremotos com grande rejeito. As zonas da brecha tectônica silicificada da área estudada apresentam uma resposta geológica para este tema.

A interpretação de falha como uma zona de fraqueza é fundamentada nas observações geológicas (Figura 8A), tais como, descrições e interpretações de afloramentos naturais, trincheiras, testemunhos de sondagem e amostras coletadas. As pesquisas geológicas têm alta exatidão para os acontecimentos *in situ*, porém as rochas e estruturas que podem ser estudados são limitados nas proximidades da superfície da Terra (Figura 10A). Apesar da confirmação geológica de que falhas ativas são zonas de fraqueza da crosta presente na parte superficial da Terra, não há meios geológicos para examinar se essa é uma zona de fraqueza até as localidades por quilômetros de profundidade.

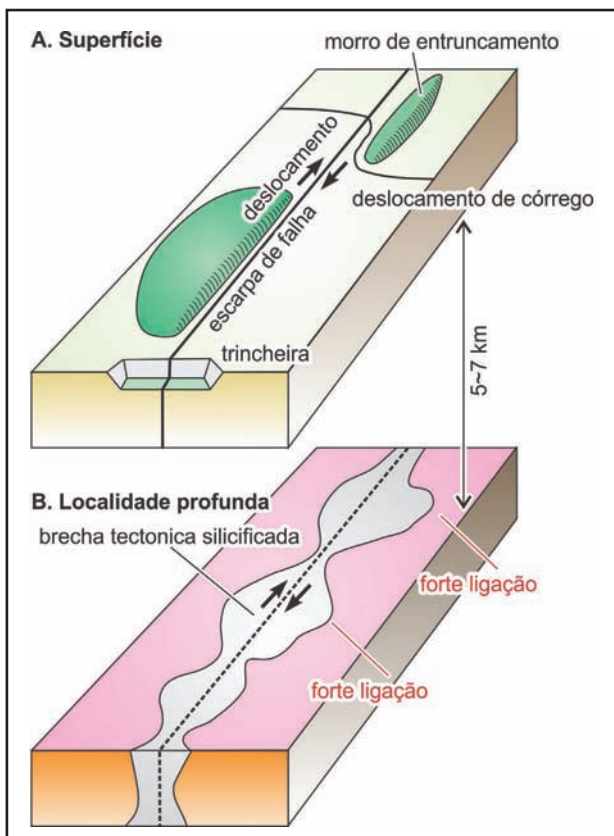


Figura 10 Ilustração esquemática dos aspectos de uma falha tectônica: A) Superfície da Terra com base nas observações geológicas e geomorfológicas; B) Modelo geológico de uma localidade situada a quilômetros de profundidade onde ocorreram falhamentos e hidrotermalismo amagmático, com base nos estudos das faixas de brecha tectônica silicificada do Estado do Rio de Janeiro.

A brecha tectônica silicificada do Estado do Rio de Janeiro é o resultado de movimentos da falha no tempo geológico. Os afloramentos atuais representam a estrutura geológica subterrânea da época de movimento da falha. O soergimento posterior e a conseqüente denudação regional conduziram à exposição na superfície atual da Terra. Neste sentido, é uma das poucas oportunidades para observações geológicas direta da estrutura subterrânea de falha.

Na maioria das áreas do Estado do Rio de Janeiro, as idades de traços de fissão para a apatita extraída da rocha do embasamento estão na faixa de 60 Ma. O gradiente geotérmico da região continental é de 25 a 30°C/km, e a temperatura de desaparecimento térmico de traços de fissão (*annealing temperature*) para apatita está em torno de 110°C. Com base nisso, calcula-se a velocidade média de soergimento regional durante o Cenozóico como sendo 0.05 mm/ano. As idades geocronológicas dos corpos intrusivos alcalinos são de 50 a 70 Ma e, portanto a profundidade da intrusão desses é estimada como sendo aproximadamente 3 km. Os diques máficos do Eocretáceo têm idade estimada de 135 Ma. Não se sabe se até essa idade pode se estender o soergimento tão rápido do Cenozóico. Desta forma, a profundidade da intrusão é considerada como cerca de 4 km (Motoki & Sichel, 2006). A brecha tectônica silicificada é mais antiga do que os diques máficos (Figura 2) e, portanto a profundidade da sua formação é maior. Dessa forma, a estimativa com base na temperatura hidrotermal, 6 a 8 km, é um valor razoável.

As faixas da brecha tectônica são totalmente consolidadas por silicificação, portanto essas não são zonas de debilidade, mas zonas de rigidez que possuem alta firmeza mecânica. Sendo assim, é possível acumular a energia tectônica na forma de deformação elástica no plano silicificado da falha, o que justifica o movimento intermitente, ou seja, ocorrência de terremotos no decorrer do tempo geológico.

A silicificação não ocorre em qualquer parte do plano de falha, mas apenas em uma limitada faixa de profundidade. Isto é, a falha é uma zona de fraqueza em geral, porém alguns pontos são firmemente ligados pela silicificação hidrotermal. As observações de campo apontam que a largura da faixa silicificada é muito variável de uma localidade para outra e, portanto a força de ligação entre os blocos dos dois lados da falha tem uma grande heterogeneidade local. Para melhor compreensão,

Terremoto Fóssil Evidenciado pela Brecha Tectônica Silicificada da Área de Cabo Frio, RJ, e sua Relação com a Gênese do Movimento Intermitente da Falha e o Hidrotermalismo Amagmático Associado

Akihisa Motoki; Thais Vargas; Woldemar Iwanuch; Dean Pereira de Melo; Susanna Eleonora Sichel; Alex Balmant; José Ribeiro Aires & Kenji Freire Motoki

os autores propõem o modelo de tábuas pregadas (Figura 11). As duas tábuas não estão coladas, mas ligadas por pregos. O prego corresponde aos pontos de forte ligação pela silicificação hidrotermal (Figura 10B).

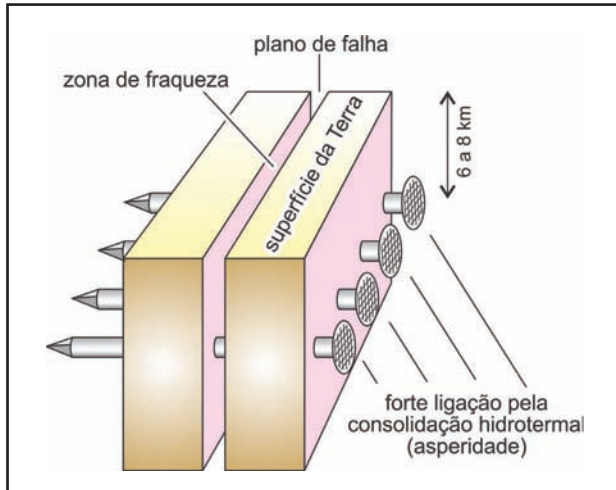


Figura 11 Modelo de tábuas pregadas proposto pelos autores com base nas observações geológicas e petrográficas das faixas de brecha tectônica silicificada das áreas de Cabo Frio e Arraial do Cabo, o que fornece um possível mecanismo de movimentos intermitentes de falha tectônica, ou seja, terremotos repetidos na mesma falha.

Na sismologia, existe o conceito de que existe um ponto no plano de falha em que estagna o movimento, denominada asperidade (Scholz & Engelder, 1976; Sammis *et al.*, 1999; Johnson & Nadeau, 2002). Considera-se que os terremotos ocorreram a partir do rompimento mecânico da asperidade (e.g. Das & Korstrov, 1983;

Beck & Ruff, 1984). Este fenômeno é discutido frequentemente nos terremotos que ocorram no plano de Wadachi-Benioff (Ruff & Komatani, 1983; Yamanaka & Kikuchi, 2004). Certos autores acreditam que a asperidade é a saliência existente no plano de falha, tal como monte submarino (Cloos, 1992). A fusão da rocha pelo calor de fricção e a consequente formação de pseudotaquilito também é uma possibilidade.

Por outro lado, a consolidação e silicificação da brecha tectônica silicificada também é um candidato, sendo uma manifestação geológica de asperidade das falhas que se movimentaram decorrer do tempo geológico. Neste caso, a função da água na crosta é importante tanto para congelar o plano de falha, quanto para liberar o movimento da falha, ou seja, o gatilho de terremotos (*earthquake trigger*).

No estado seco, a zona de cataclase silicificada possui alta firmeza mecânica mesmo na temperatura superior a 180°C. Entretanto, com a presença de H₂O, a firmeza diminui drasticamente. Desta forma, em estado úmido a brecha tectônica silicificada perde totalmente sua resistência mecânica e, o plano de falha transforma-se de uma zona de rigidez para uma zona de fraqueza. Através deste processo, o esforço tectônico acumulado nesse ponto é liberado, o que corresponde à ocorrência do terremoto (Figura 12A). O aquecimento pela fricção e a indução de H₂O ao longo da zona de cataclase abaixam a resistência mecânica das partes adjacentes. Dessa forma, o terremoto primário desencadeia outros terremotos no mesmo plano silicificado de falha de forma seqüencial (Figura 12B, C).

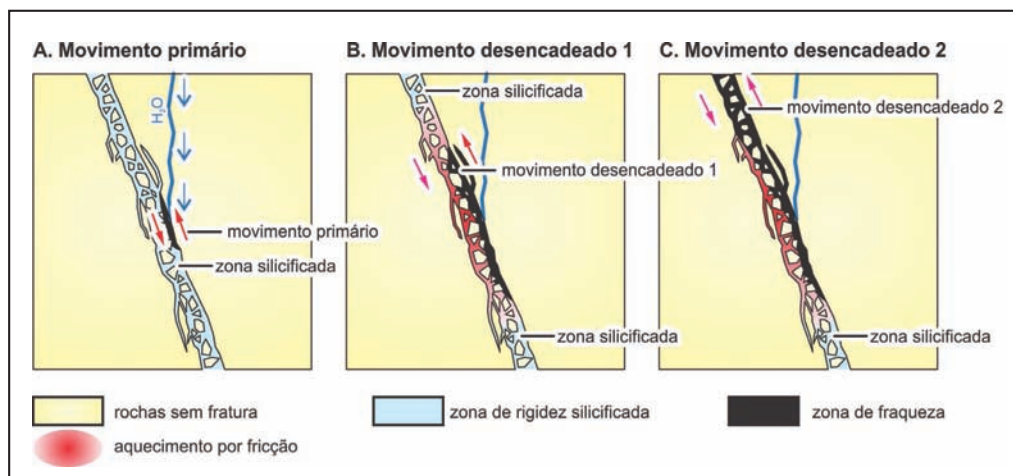


Figura 12 Processo de terremotos desencadeados com a influência da água induzida ao plano de falha silicificada: A) Indução de H₂O à brecha tectônica silicificada causando a transformação de uma zona de rigidez em uma zona de fraqueza, o que causa o terremoto primário; B) Aquecimento pela fricção do movimento primário da falha e o consequente enfraquecimento das partes adjacentes do plano de falha, gerando o movimento desencadeado; C) Ampliação da zona de fraqueza e desencadeamento sucessivo do movimento da falha.

8 Relação com os Terremotos Atuais

Normalmente nos terremotos, a falha não se movimenta integralmente, mas apenas em um trecho parcial. Na ocasião do Grande Terremoto de Kobe (*Hyôgoken Nanbu Jisin; Great Hanshin Earthquake*), que ocorreu em 1995 na região ocidental do Japão, foi observado o movimento transcorrente da falha ativa, denominado Sistema de Falhas de Kobe (*Kobe Fault System*).

O sistema de falhas é constituído por quatro falhas ativas de configuração seqüencial, chamadas respectivamente de Gosukebashi, Suwayama, Suma e Nojima (Figura 13). Durante o referido terremoto, apenas a Falha de Nojima, que corresponde ao trecho do extremo oeste, apresentou deslocamento transcorrente de sentido dextral, com rejeito de 1 a 2 m na superfície da Terra. A distribuição de pós-terremotos (*after shock*) sugeriu que o movimento subterrâneo de falha atingiu até abaixo da Falha de Suwayama. As análises do terremoto principal (*main shock*) revelaram que houve três hipocentros de configuração seqüencial e, o movimento de um desencadeou outros em 10 segundos (*e.g.* Zhao *et al.*, 1996; Pitarka *et al.*, 1998; Kamae & Irikura, 1998; Zhao & Negishi, 1998). Esta observação é concordante com o modelo dos autores (Figura 11, 12).

No presente momento, não há meios práticos para verificar se existe, ou não, a zona de brecha tectônica silicificada abaixo do Sistema de Falha de Kobe. Entretanto, o modelo de tábuas pregadas (Figura 11) explica racionalmente a forma dos movimentos seqüenciais da falha durante o terremoto de 1995. Interpreta-se que este terremoto



Figura 13 Sistema de Falhas de Kobe, Japão, que delimita as áreas representativas da baixada urbana e da floresta montanhosa. Esta falha se movimentou em 17 de janeiro de 1995, provocando Great Hanshin Earthquake. A imagem de satélite foi obtida de Google Earth™ em dezembro de 2011.

corresponde ao rompimento de três asperidades, que são atribuídas aos três hipocentros. As asperidades abaixo da Falha de Suwayama e Gosukebashi não se romperam. No próximo terremoto, esses trechos, em que a energia tectônica acumulada não foi liberada em 1995, podem se movimentar.

O trecho do plano de falha onde acumula a energia tectônica é caracterizado por alta firmeza mecânica e baixa atividade de micro-terremotos, denominado zona de lacuna sísmica (*seismic gap*). Essa é interpretada como a área de risco de terremoto no futuro próximo (*e.g.* McCann *et al.*, 1970; Sykes, 1971; Kagan & Jackson, 1991) e pode corresponder ao trecho consolidado pela silicificação hidrotermal.

Os estudos geológicos sobre a brecha tectônica silicificada da área de Cabo Frio apresentam uma possível explicação geológica para o mecanismo de movimentos intermitentes de falhas, com base nos processos repetitivos da brechação por terremotos e a consolidação por silicificação amagmática. Isto é, o plano de falha transforma-se repetitivamente de uma zona de fraqueza em uma zona de rigidez durante o terremoto e, de uma zona de fraqueza em uma zona de rigidez no período entre terremotos. A gênese do movimento intermitente de falhas ainda não foi bem esclarecida e, portanto podem existir mais de uma causa. Os autores propõem o processo acima apresentado como um dos possíveis mecanismos.

9 Conclusões

As descrições geológicas de campo e observações petrográficas de lâminas delgadas da brecha tectônica silicificada da área de Cabo Frio, RJ, apresentam os seguintes resultados.

1. As zonas de brecha tectônica silicificada têm largura de 50 cm a 20 m e direção geral de NE-SW, com ampla variação local. O sentido de deslocamento transcorrente é dextral. Essas são cortadas obliquamente pelos diques máficos do Eocretáceo e, portanto são consideradas como da fase final rúptil do Evento Pan-Africano.
2. A textura é classificada como suportada por clastos. Os clastos são angulosos e caracterizados pela textura de auto-brechação. A maioria dos clastos é constituída por rocha cataclástica. A matriz é firmemente consolidada pelo intenso hidrotermalismo e

silicificação, com a disseminação de hematita, carbonatos e sericita, além da sílica.

3. A brecha tectônica silicificada é distribuída aleatoriamente em uma ampla área do Estado do Rio de Janeiro. Portanto, a silicificação hidrotermal não pode ser atribuída aos fenômenos locais de magmatismos de rochas alcalinas félsicas do Cretáceo ao Eoceno.
4. A ocorrência regional da silicificação pode ser atribuída ao hidrotermalismo amagmático, sem participação de magmas. No gradiente geotérmico normal da região continental, a temperatura na profundidade de 6 a 8 km é 180 a 220°C e, o H₂O de qualquer origem presente nesta profundidade se encontra em condição hidrotermal.
5. Considera-se que durante o terremoto, o líquido hidrotermal amagmático nessa profundidade foi pressionado e subiu através do plano de falha. Durante a ascensão e resfriamento do líquido hidrotermal, ocorreu a silicificação da brecha tectônica. O plano de falha transformou de uma zona de fraqueza em uma zona de rigidez, o que permitiu a acumulação da energia tectônica no plano consolidado na forma de deformação elástica até o próximo terremoto. A água para o hidrotermalismo poderia ser originada da subsuperfície.
6. Os clastos da brecha tectônica são constituídos por rocha cataclástica. Esta observação indica que o processo de formação da brecha e sua silicificação hidrotermal, ou seja, o terremoto e a sucessiva consolidação da falha ocorreram repetidamente. Os autores propõem este processo como um dos possíveis mecanismos para a gênese de terremotos, ou seja, movimento intermitente de falhas.

10 Agradecimentos

O presente trabalho foi apresentado no 12º Simpósio Regional de Geologia do Sudeste no dia 10 de novembro de 2011, na cidade de Nova Friburgo, Estado do Rio de Janeiro, e foi escolhido pela Comissão Organizadora do referido simpósio para que fosse submetido ao Anuário do Instituto de Geociências da Universidade Federal do Rio de Janeiro na forma de um trabalho completo. Os

autores agradecem à esta oportunidade. Uma parte dos trabalhos de campo e os equipamentos de informática utilizados para o presente trabalho foram financiados pela FAPERJ (Fundação de Amparo do Estado do Rio de Janeiro, Carlos Chagas Filho) de acordo como os projetos E26/110.279/2008 e E26/110.928/2008. Os autores estão gratos às instituições acima citadas.

11 Referências

- Aires, J.R.; Motoki, A.; Motoki, K.F.; Motoki, D.F. & Rodrigues, J.G. 2012. Geomorphological analyses of the Teresópolis Plateau and Serra do Mar Cliff, State of Rio de Janeiro, Brazil with the help of summit level technique and ASTER GDEM, and its relation to the Cenozoic tectonism. *Anuário do Instituto de Geociências* 35(2): 105-123 (nesta edição)
- Abercrombie, R.E. & Ekström, G. 2001. Earthquake slip on oceanic transform faults. *Nature*, 401: 74-44.
- Al-Mishwat, A.T. 2001. A Field Trip to the Rio Paraíba do Sul Transpressive Shear Zone, Rio de Janeiro, SE Brazil. *Gondwana Research*, 4 (2): 260-261.
- Andersen, T.B. & Austrheim, H. 2006. Fossil earthquakes recorded by pseudotachylytes in mantle peridotite from the Alpine subduction complex of Corsica. *Earth and Planetary Science Letters*, 242 (1-2): 58-72.
- Bates, R. & Jackson, J.A. 1987. *Glossary of Geology*, 3rd edition. McGraw-Hill Book Company, 788 p.
- Beck, S.L. & Ruff, L.J. 1984. The Rupture Process of the Great 1979 Colombia Earthquake: Evidence for the Asperity Model. *Journal of Geophysical Research*, 89 (B11): 9281-9291.
- Beroza, G. & Kanamori, H. 2007. *Earthquake seismology: Comprehensive overview*. In: TREATISE ON GEOPHYSICS, 4, Kanamori, (Ed.). Elsevier, New York, p. 1-58.
- Brace, W.F. 1972. Laboratory studies of stick-slip and their application to earthquakes. *Tectonophysics*, 14 (3-4): 189-200.
- Brace, W.F. & Byerlee, J.D. 1966. Stick-Slip as a Mechanism for Earthquakes. *Science*, 153 (3739): 990-992.
- Brotzu, P.; Beccaluva, L.; Conte, A.; Fonseca, M.; Garbarino, C.; Gomes, C.B.; Leong, R.; Macciotta, G.; Mansur, R.L.; Melluso, L.; Morbidelli, L.; Ruberti, E.; Sigolo, J.B.; Traversa, G. & Valença, J.G. 1989. Petrological and geochemical studies of alkaline rocks from continental Brazil. The syenitic intrusion of Morro Redondo, RJ. *Geochimica Brasiliensis*, 3: 63-80.
- Brotzu, P.; Gomes, C. B.; Melluso, L.; Morbidelli, L.; Morra, V. & Ruberti, E. 1997. Petrogenesis of coexisting SiO₂-undersaturated to SiO₂-oversaturated felsic igneous rocks: the alkaline complex of Itatiaia, southern eastern Brazil. *Lithos*, 40: 133-156.
- Brotzu, P.; Melluso, L.; Bennio, L.; Gomes, C.B.; Lustrino, M.; Morbidelli, L.; Morra, V.; Ruberti, E.; Tassinari, C. & D'Antonio, M. 2007. Petrogenesis of the Early Cenozoic potassic alkaline complex of Morro de São João, southeastern Brazil. *Journal of South American*

Terremoto Fóssil Evidenciado pela Brecha Tectônica Silicificada da Área de Cabo Frio, RJ, e sua Relação com a Gênese do Movimento Intermitente da Falha e o Hidrotermalismo Amagmático Associado

Akihisa Motoki; Thais Vargas; Woldemar Iwanuch; Dean Pereira de Melo; Susanna Eleonora Sichel; Alex Balmant; José Ribeiro Aires & Kenji Freire Motoki

Earth Sciences, 24: 93-115.

- Byerlee, J.D. 1970. The mechanics of stick-slip. *Tectonophysics*, 9 (5): 475-486.
- Byerlee, J.D. & Brace, W.F. 1966. Stick slip, stable sliding, and earthquakes - effect of rock type, pressure, strain rate, and stiffness. *Journal of Geophysical Research*, 73 (18): 6031-6037.
- Byerlee, J.D.; Mjachkin, V.; Summers, R. & Voevoda, O. 1978. Structures developed in fault gouge during stable sliding and stick-slip. *Tectonophysics*, 44 (1-4): 161-171.
- Campos Neto, M.O. 2000. Orogenic systems from Southwestern Gondwana: An approach to Brasiliano-Pan Africa cycle and orogenic collage in southeastern Brazil. In: CORDANI, U.G.; MILANI, E.J.; THOMÁZ FILHO, A.; & CAMPOS, D.A. (Eds.). *Tectonic Evolution of South America*. Rio de Janeiro, Sociedade Brasileira de Geologia, p. 255-265.
- Cloos, M. 1992. Thrust-type subduction-zone earthquakes and seamount asperities: A physical model for seismic rupture. *Geology*, 20 (7): 601-604.
- Cummings, R.G.; Morris, G.E.; Tester, J.W. & Bivins, R.L. 1979. Mining earth's heat-Hot dry rock geothermal energy. *Technology Review*, 81: 58-74.
- Das, S. & Kostrov, B.V. 1983. Breaking of a Single Asperity: Rupture Process and Seismic Radiation. *Journal of Geophysical Research*, 88 (B5): 4277-4288.
- Dash, Z.V.; Murphy, H.D.; Aamodt, R.L.; Aguilar, R.G.; Brown, D.W.; Counce, D.A.; Fisher, H.N.; Grigsby, C.O.; Keppler, H.; Laughlin, A.W.; Potter, R.M.; Tester, J.W.; Trujillo Jr., P.E. & Zyvoloski, G. 1983. Hot dry rock geothermal reservoir testing: 1978 to 1980. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 15 (1-3): 59-99.
- Dayan, H. & Keler, J.V.A. A Zona de Cisalhamento do Rio Paraíba do Sul nas vizinhanças de Três Rios (RJ): uma análise da deformação dada por algumas feições estruturais. *Revista Brasileira de Geociências*, São Paulo, 19 (4): 494-506.
- Deming, D. 1994. Fluid flow and heat transport in the upper continental crust. *Geological Society of London, Special Publications*, 78: 27-42.
- Derby, O.A. 1897. On nepheline-rocks in Brazil - part II. The Tinguá Mass. *The Quarterly Journal of the Geological Society of London*, 47: 251-265.
- Dietrich, J.H. 1978. Time-dependent friction and the mechanics of stick-slip. *Pure and Applied Geophysics*, 116 (4-5): 790-806.
- Egydio-Silva, M. & Mainprice D. 1999. Determination of stress directions from plagioclase fabrics in high grade deformed rocks (Além Paraíba shear zone, Ribeira fold belt, southeastern Brazil). *Journal of Structural Geology*, 21 (12): 1751-1771.
- Egydio-Silva, M.; Vauchez, A.; Bascou, J. & Hippertt, J.F. 2002. High temperature deformation in the Neoproterozoic transpressional Ribeira Belt, southeast Brazil. *Tectonophysics* 352: 203-224.
- Ferrari, A.L. & Riccomini, C. 2003. Análise estrutural das brechas tectônicas silicificadas do Gráben da Guanabara-RJ. In: SIMPÓSIO NACIONAL DE ESTUDOS TECTÔNICOS, 9, Búzios, 2003. *Boletim de Resumos*, Rio de Janeiro, SBG, p. 137-139.
- Ferrari, A.L.; Dupuy, S.S. & Brenner, T.L. 1977. Ocorrência de rocha alcalina no município de Pirai, RJ, e sua relação com o lineamento de Além Paraíba (nota preliminar). *Anuário do Instituto de Geociências da Universidade Federal do Rio de Janeiro*. 1: 114-121.
- Freund, F.; Silva, M.A.S.; Lau, B.W.S.; Takeuchi, A. & Jones, H.H. 2007. Electric currents along earthquake faults and the magnetization of pseudotachylite veins. *Tectonophysics*, 431 (1-4): 131-141.
- Gomes, S.B.; Moreira, C.R.D.; Marchetto, C.; Batista, J.J.; Pinto, L.M.; Silva, W.S. & Silva W.C. 1982. *Projeto Carta Geológica do Estado do Rio de Janeiro, Folhas Renascença, Dores de Macacu, Conceição de Macacu, Carapebus, Macaé e Cabiúnas, mapas geológicos de escala 1:50000 e texto explicativo*. Departamento de Recursos Minerais do Estado do Rio de Janeiro (DRM-RJ), Niterói.
- Heilbron, M., & Machado, N. 2003. Timing of terrane accretion in the Neoproterozoic-Eopaleozoic Ribeira orogen (se Brazil). *Precambrian Research*, 125: 87-112.
- Heilbron, M.; Mohriak, W.; Valeriano, C.M.; Milani, E.; Almeida, J.C.A. & Tupinambá, M. 2000. From collision to extension: the roots of the southeastern continental margin of Brazil. In: MOHRIAK, W.U. & TALWANI, M. (Eds.). *Geophysical Monograph, American Geophysical Union*, 115: 1-32.
- Hill, D.P., 1977. A model for earthquake swarms. *Journal of Geophysical Research*, 82: 1347-1352.
- Hobbs, B.E.; Means, W.D. & Williams, P.F. 1976. *An outline of structural geology*. John Wiley & Sons, New York, 571 p.
- Honnorez, J.; Mascle, J.; Basile, C.; Tricart, P.; Villeneuve, M. & Bertrand, H. 1991. Mapping of a segment of the Romanche Fracture Zone: A morphostructural analysis of a major transform fault of the equatorial Atlantic Ocean. *Geology*, 19 (8): 795-798.
- Hubert-Ferrari, A.; Armijo, R.; King, G.; Meyer, B. & Barka, A. 2002. Morphology, displacement, and slip rates along the North Anatolian Fault, Turkey. *Journal of Geophysical Research*, 107 (2253): 33.
- Johnson, L.R. & Nadeau, R.M. 2002. Asperity model of an earthquake: Static problem, *Bulletin of the Seismological Society of America*, 92: 672-686.
- Kagan, Y.Y. & Jackson, D.D. 1991. Seismic gap hypothesis: Ten years after. *Journal of Geophysical Research* 96 (B13): 21419-21431.
- Kamae, K. & Irikura, K. 1998. Source model of the 1995 Hyogo-Ken Nanbu earthquake and simulation of near-source ground motion. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 88 (2): 400-412.
- Kashintsev, G.L.; Shreider, A.A.; Maksimochkin, V.I.; Bulychev, A.A. & Gilod, D.A. 2006. Transtension and alkaline magmatism of the Romanche Fracture Zone. *Geotectonics*, 42 (4): 318-323.
- Lienkaemper, J.J.; Galehouse, J.S. & Simpson, R.W. 2001. Long-term monitoring of creep rate along the Hayward fault and evidence for a lasting creep response to 1989 Loma Prieta earthquake. *Geophysical Research Letters*, 28(11): 2265-2268.
- Maddock, R.H. 1983. Melt origin of fault-generated pseudotachylites demonstrated by textures. *Geology*, 11: 105-108.
- Mambane, P.W.; Hein, K.A.A.; Twemolow, S.G. & Manzi, M.S.D. 2011. Pseudotachylite in the south boundary fault at the Cooke Shaft, Witwatersrand Basin, South Africa. *South African Journal of Geology*, 114 (2): 109-120.
- McCann, W.R.; Nishenko, S.P.; Sykes, R.L. & Krause, J. 1970. Seismic gaps and plate tectonics: Seismic potential for major boundaries, *Pure and Applied Geophysics*, 117: 1082-1147.
- Meghraoui, M.; Delouis. B.; Ferry, M.; Giardini, D.;

Terremoto Fóssil Evidenciado pela Brecha Tectônica Silicificada da Área de Cabo Frio, RJ, e sua Relação com a Gênese do Movimento Intermitente da Falha e o Hidrotermalismo Amagmático Associado

Akihisa Motoki; Thais Vargas; Woldemar Iwanuch; Dean Pereira de Melo; Susanna Eleonora Sichel; Alex Balmant; José Ribeiro Aires & Kenji Freire Motoki

- Huggenberger, P.; Spottke, I. & Granet, M. 2001. Active Normal Faulting in the Upper Rhine Graben and Paleoseismic Identification of the 1356 Basel Earthquake. *Nature*, 293 (5537): 2070-2073.
- Michetti, A.M.; Brunamonte, F.; Serva, L. & Vittori, E. 1996. Trench investigations of the 1915 Fucino earthquake fault scarps (Abruzzo, central Italy): Geological evidence of large historical events. *Journal of Geophysical Research*, 101 (B3): 5921-5936.
- Motoki, A. 1994. A possible fossil earthquake swarm? - Relationship between Mesozoic basaltic dykes and their linkage faults. *Journal of Geography*, Tokyo, 103 (3): 548-557.
- Motoki, A. & 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*, Ouro Preto, 59 (1): 13-23.
- Motoki, A. & Sichel, S.E. 2008. 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. *Geofísica Internacional*, Mexico City, 47 (1): 13-25.
- Motoki, A.; Soares, R.; Lobato, M.; Sichel, S.E. & Aires, J.R. 2007a. Weathering fabrics in felsic alkaline rocks of Nova Iguaçu, State of Rio de Janeiro, Brazil. *REM-Revista Escola de Minas*, Ouro Preto, 60 (3): 451-458.
- Motoki, A.; Soares, R.; Netto, A.M.; Sichel, S.E.; Aires, J.R. & Lobato, M. 2007b. Genetic reconsideration of the Nova Iguaçu Volcano model, State of Rio de Janeiro, Brazil: eruptive origin or subvolcanic intrusion? *REM-Revista Escola de Minas*, Ouro Preto, 60 (4): 583-592.
- Motoki, A.; Soares, R.; Netto, A.M.; Sichel, S.E.; Aires, J.R. & Lobato, M. 2007c. Geologic occurrence shape of pyroclastic rock dykes in the Dona Eugênia River Valley, Municipal Park of Nova Iguaçu, Rio de Janeiro. *Geociências*, Rio Claro, 26 (1): 67-82.
- Motoki, A.; Sichel, S.E.; Soares, R.S.; Aires, J.R.; Savi, D.C.; Petrakis, G.H. & Motoki, K.F. 2008a. 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. *Geociências*, Rio Claro, 27 (3): 451-467.
- Motoki, A.; Sichel, S.E.; Soares, R.S.; Neves, J.L.P. & Aires, J.R. 2008b. 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*, Rio Claro, 27 (1): 33-44.
- Motoki, A.; Sichel, S.E.; Savi, D.C. & Aires, J.R. 2008c. Intrusion mechanism of tabular intrusive bodies of subhorizontal discordant emplacement of the Cabo Frio Island and the neighbour areas, State of Rio de Janeiro, Brazil. *Geociências*, Rio Claro, 27 (2): 207-218.
- Motoki, A.; Sichel, S.E.; Campos, T.F.C.; Srivastava, N.K. & Soares, R.S. 2009a. Present-day uplift rate of the Saint Peter and Saint Paul Islets, Equatorial Atlantic Ocean. *REM-Revista Escola de Minas*, Ouro Preto, 62 (3): 331-342.
- Motoki, A.; Sichel, S.E. & Petrakis, G.H. 2009b. Genesis of the tabular xenoliths along contact plane of the mafic dykes of Cabo Frio area, State of Rio de Janeiro, Brazil: Thermal delamination or hydraulic shear fracturing? *Geociências*, Rio Claro, 28 (1): 15-26.
- Motoki, A.; Sichel, S.E.; Vargas, T.; Aires, J.R.; Iwanuch, W.; Mello, S.L.M.; Motoki, K.F.; Silva, S.; Balmant, A. & Gonçalves, J. 2010. Geochemical evolution of the felsic alkaline rocks of Tanguá, Rio Bonito, and Itaúna intrusive bodies, State of Rio de Janeiro, Brazil. *Geociências*, Rio Claro, 29 (3): 291-310.
- Motoki, A.; Vargas, T.; Iwanuch, W.; Sichel, S.E.; Balmant, A. & Aires, J.R. 2011. Tectonic breccia of the Cabo Frio area, State of Rio de Janeiro, Brazil, intruded by Early Cretaceous mafic dyke: Evidence of the Pan-African brittle tectonism? *REM-Revista Escola de Minas*, Ouro Preto, 64 (1): 5-36.
- Motoki, A.; Geraldés, M.C.; Iwanuch, W.; Vargas, T.; Motoki, K.F.; Balmant, A. & Ramos, M.N. 2012. Pyroclastic dyke and welded crystal tuff of the Morro dos Gatos alkaline intrusive complex, State of Rio de Janeiro, Brazil. *REM-Revista Escola de Minas*, Ouro Preto, 65 (1): 35-45.
- Mueller, K. & Talling, P. 1997. Geomorphic evidence for tear faults accommodating lateral propagation of an active fault-bend fold, Wheeler Ridge, California. *Journal of Structural Geology*, 19 (3-4): 397-411.
- Nur, A. & Walder, J. 1990. Time-dependent hydraulics of the Earth's crust. The National Academy of Sciences, Washington D.C.: 113-127.
- Pantosti, D.; Schwartz, D. & Valensise, G. 1993. Paleoseismology Along the 1980 Surface Rupture of the Irpinia Fault: Implications for Earthquake Recurrence in the Southern Apennines, Italy. *Journal of Geophysical Research*, 98 (B4): 6561-6577.
- Petrakis, G.H.; Motoki, A.; Sichel, S.E.; Zucco, L.L.; Aires, J.R. & Mello S.L.M. 2010. Ore geology of special quality gravel and artificial sand: examples of alkaline syenite of Nova Iguaçu, State of Rio de Janeiro, and rhyolite of Nova Prata, State of Rio Grande do Sul, Brazil. *Geociências*, Rio Claro, 29 (1): 21-32.
- Pitarka, A.; Iricura, K.; Iwata, T. & Sekiguchi, H. 1998. Three-dimensional simulation of the near-fault ground motion for the 1995 Hyogo-Ken Nanbu (Kobe), Japan, earthquake. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 88 (2): 428-440.
- Pratt, T.L.; Dolan, J.F.; Odum, J.K.; Stephenson, W.J.; Williams, R.A. & Templeton, M.E. 1998. Multiscale seismic imaging of active fault zones for hazard assessment; a case study of the Santa Monica fault zone, Los Angeles, California. *Geophysics*, 63 (2): 479-489.
- Riccomini, C. & Assumpção, M. 1999. Quaternary tectonics in Brazil. *Episodes*, 22 (3): 221-225.
- Ritz, J.F.; Brown, E.T.; Bourlès, D.L.; Philip, H.; Schlupp, A.; Raisbeck, G.M.; Yiou, F. & Enkhtuvshin, B. 1995. Slip rates along active faults estimated with cosmic-ray-exposure dates: Application to the Bogd fault, Gobi-Altaï, Mongólia. *Geologi*, 23 (11): 1019-1022.
- Ruff, L. & Komatani, H. 1983. The rupture process and asperity distribution of three great earthquakes from long-period diffracted P-waves. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 31 (3): 202-230.
- Sammis, C.G.; Nadeau, R.M. & Johnson, L.R. 1999. How strong is an asperity? *Journal of Geophysical Research*, 104: 10.609-10.619.
- Schmitt, R.S.; Trouw, R.A.J.; Van Schmus W.R. & Pimentel, M.M. 2004. Late amalgamation in the central part of West Gondwana: new geochronological data and the characterization of a Cambrian collisional orogeny in the Ribeira Belt (SE Brazil). *Precambrian Research*, 133: 29-61.
- Scholz, C.H. & Engelder, J.T. 1976. The role of asperity

Terremoto Fóssil Evidenciado pela Brecha Tectônica Silicificada da Área de Cabo Frio, RJ, e sua Relação com a Gênese do Movimento Intermitente da Falha e o Hidrotermalismo Amagmático Associado

Akihisa Motoki; Thais Vargas; Woldemar Iwanuch; Dean Pereira de Melo; Susanna Eleonora Sichel; Alex Balmant; José Ribeiro Aires & Kenji Freire Motoki

- indentation and ploughing in rock friction - I: Asperity creep and stick-slip. *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences & Geomechanics Abstracts*, 13 (5): 149-154.
- Scholz, C.H.; Wyss, M. & Smith, S.W. 1969. Seismic and Aseismic Slip on the San Andreas Fault. *Journal of Geophysical Research*, 74 (8): 2049-2069.
- Sébrier, M., Ghafiri, A. & Bles, J.L. 1998. Paleoseismicity in France: Fault trench studies in a region of moderate seismicity. *Journal of geodynamics*, 24 (1-4): 207-217.
- Sibson, R.H., 1975. Generation of pseudotachylite by ancient seismic faulting. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society* 43: 775-794.
- Sichel, S.E.; Esperança, S.; Motoki, A.; Maia, M.; Mello, S.L.M. & Horan, M.F. 2008a. Geophysical and geochemical indications for existence of cold upper mantle beneath the Equatorial Atlantic Ocean. *Revista de Sociedade Brasileira de Geofísica*, 26 (1): 69-86.
- Sichel, S.E.; Motoki, A.; Savi, D.C., & Soares, R.S. 2008b. Subvolcanic vent-filling welded tuff breccia of the Cabo Frio Island, State of Rio de Janeiro, Brazil. *REM-Revista Escola de Minas*, Ouro Preto, 61 (4): 423-432.
- Sichel, S.E.; Motoki, A.; Iwanuch, W.; Vargas, T.; Aires, J.R.; Melo, D.P.; Motoki, K.F.; Balmant, A. & Rodrigues, J.G. 2012. Fractionation crystallisation and continental crust assimilation by the felsic alkaline rock magmas of the State of Rio de Janeiro, Brazil. *Anuário do Instituto de Geociências da Universidade Federal do Rio de Janeiro*, 35-2, 84-104 (nesta edição).
- Silva, L.C.; Santos, R.A.; Delgado, I.M. & Cuha, H.C.S. 2000. *Mapa Geológico do Estado do Rio de Janeiro, escala 1:250.000*. Serviço Geológico do Brasil, CPRM, Rio de Janeiro.
- Sonoki, I.K. & Garda, G.M. 1988. 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, 19: 63-85.
- Sykes, L.R. 1971. Aftershock zones of great earthquakes, seismicity gaps, and earthquake prediction for Alaska and the Aleutians, *Journal of Geophysical Research*, 76: 8021-8041.
- Taylor Jr. H.P. 1990. Oxygen and hydrogen isotope constraints on the deep circulation of surface waters into zones of hydrothermal metamorphism and melting. The role of fluids in crustal processes. The National Academy of Sciences, Washington D.C.: p. 72-94.
- Trotta, M.C. 2004. *Análise estrutural dos diques e brechas tectônicas da região leste do Gráben da Guanabara, Estado do Rio de Janeiro*. Programa de Pós-Graduação em Geologia, Universidade Federal Fluminense, Niterói, Brazil, Dissertação de Mestrado, 62p. (inédito)
- Trouw R.A.; Heilbron M.; Ribeiro, A.; Paciullo, F.V.P.; Valeriano, C.; Almeida, J.H.; Tupinambá, M. & Andreis, R. 2000. The Central Segment of the Ribeira belt. In: U.G. In: CORDANI, E.J. MILANI, A. THOMÁZ FILHO, D.A. CAMPOS (Eds.). *Tectonic Evolution of South America*. Rio de Janeiro, Sociedade Brasileira de Geologia, p. 297-310.
- Ukawa, M. & Tsukahara, H. 1996. Earthquake swarms and dike intrusions off the east coast of Izu Peninsula, central Japan. *Tectonophysics*, 253 (3-4): 285-303.
- Yamanaka, Y. & Kikuchi, M. 2004. Asperity map along the subduction zone in northeastern Japan inferred from regional seismic data. *Journal of Geophysical Research*, 109 (B07307), 14p.
- Zhao, D. & Negishi, H. 1998. The 1995 Kobe earthquake: Seismic image of the source zone and its implications for the rupture nucleation. *Journal of Geophysical Research*, 103 (B5): 9967-9986.
- Zhao, D.; Kanamori, H.; Negishi, H. & Wiens, D. 1996. Tomography of the Source Area of the 1995 Kobe Earthquake: Evidence for Fluids at the Hypocenter? *Science*, 274 (5294): 1891-1894.
- Zimbres, E.; Motoki, A. & Santos, R.A. 1989. Brecha de Carapebús, Macaé-RJ: Evidências de origem tectônica. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO SUDESTE, 1, Rio de Janeiro, 1989, *Boletim de Resumos*, Rio de Janeiro, SBG, p. 122-123.