



Parâmetros de Fonte de Microterremotos em Cascavel – CE.

Irenaldo Pessoa Cândido Júnior, Programa de Pós-graduação em Geodinâmica e Geofísica/UFRN, Brasil.

Aderson Farias do Nascimento, Departamento de Geofísica/UFRN, Brasil.

Joaquim Mendes Ferreira, Departamento de Geofísica/UFRN, Brasil.

George Sand França, Observatório Sismológico/UnB, Brasil.

Copyright 2009, SBGF - Sociedade Brasileira de Geofísica

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

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

Abstract

We estimate source parameters of 21 microearthquakes ($0,7 < m_b < 2,1$) fitting the displacement spectra using the source models of Brune (1970) and Madariaga (1976). Data from a short-period digital seismographic network composed of six stations was collected close to the town of Cascavel—CE in 1997 and 1998. We observe dependence of some source parameters such as radiated energy, stress drop and apparent stress with seismic moment and hence magnitude. This dependence suggests that the rupture physics is different for larger events. Larger events tends to radiated more energy per unit area than smaller ones at the observed range.

Introdução

A obtenção de parâmetros de fonte é de fundamental importância, não apenas para entender os terremotos de um modo geral, mas também em muitas aplicações práticas da sismologia moderna, particularmente no estudo de risco sísmico (Abercrombie, 1991), parâmetro importante a ser utilizado em projetos de engenharia. Outra aplicação importante é no estudo da física de ruptura de terremotos. Porém, a estimativa destes parâmetros não é tão facilmente obtida; um dos principais problemas enfrentados pelos sismólogos é como distinguir entre fonte e os efeitos de propagação no sismograma. Este problema é ainda pior no estudo de pequenos terremotos, pois as altas frequências necessárias para definir as pequenas fontes são mais afetadas pela atenuação ao longo da trajetória e pelos efeitos do meio geológico próximo à superfície (Abercrombie, 1995). No Nordeste do Brasil, os problemas causados pela atenuação e baixa razão sinal/ruído para registro de pequenos tremores são minimizados devido ao fato de que as estações sismográficas estão sobre afloramentos do embasamento cristalino Pré-cambriano.

Para obter os parâmetros de fonte neste trabalho, será usado o método que consiste em ajustar o espectro de deslocamento de cada sismo, em todas as estações, tendo como base os modelos de fonte circulares propostos por Brune (1970) e Madariaga (1976).

A Figura 1 mostra a área de estudo, a localização das estações e os epicentros dos 21 sismos usados, os quais possuem magnitudes entre 0,7 e 2,1 m_b . Todos os eventos foram registrados nas seis estações, com profundidades variando entre 5,09 e 6,91 km.

Análise espectral

O espectro de deslocamento do movimento do solo causado por um terremoto tem uma forma característica quando plotado em um gráfico log-log (Abercrombie, 1991). A amplitude é constante em baixas frequências (assíntota de baixa frequência) e decai linearmente (no gráfico log-log) em altas frequências (assíntota de alta frequência) (Figura 2a). A assíntota de baixa frequência (Ω_0) (também conhecida como amplitude de longo período) depende da área da falha e do deslizamento total (Brune 1970, 1971), sendo desta forma proporcional ao momento sísmico (Aki, 1966). Conforme mostra a Figura 2a, o espectro permanece constante até um certo ponto, a partir do qual a amplitude decai rapidamente. Este ponto é conhecido como frequência de corte ou de esquina (f_c).

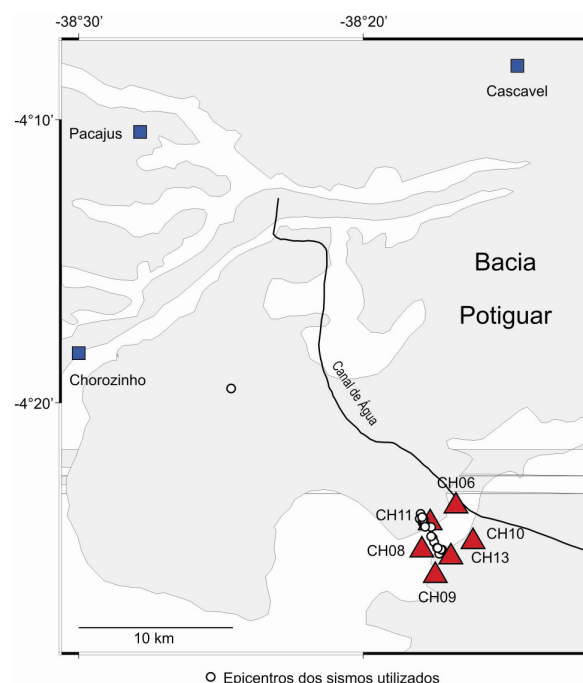


Figura 1: O mapa mostra o contato entre a Baía Potiguar (cinza claro) e o embasamento cristalino do Pré-cambriano (branco). Os quadrados azuis representam as principais cidades, os triângulos vermelhos são as

estações usadas neste estudo e os círculos brancos denotam os epicentros dos sismos usados para obter os parâmetros de fonte.

Ajustando o espectro

A equação usada para ajustar o espectro de deslocamento de cada sismo é a mesma que foi utilizada por (Brune, 1970; Abercrombie, 1995; Tomic *et al.*, 2008):

$$\Omega(f) = \frac{\Omega_0 e^{-\pi t/Q}}{[1 + (f/f_c)^n]^{1/\gamma}} \quad (1)$$

em que Ω_0 (m.s) é a amplitude de longo período (equivalente à área sob o pulso deslocamento) do espectro sísmico de ondas P ou S, removidos os efeitos instrumentais e de propagação (Figura 2a), f (Hz) é a gama de frequência, f_c é a frequência de corte da onda utilizada (no caso deste trabalho, da onda S), t (s) é o tempo de propagação fonte-receptor da onda, Q é o fator de qualidade independente da frequência, n é a taxa de queda da alta frequência (no gráfico log-log) e γ é uma constante que controla a agudez do corte no espectro.

Para este trabalho foi considerado um Q constante de 250, valor razoável para a região de estudo que se encontra no embasamento cristalino do Pré-Cambriano (Tomic *et al.*, 2008). Assim como no modelo utilizado por Brune (1970), aqui também foi usado $n=2$ e $\gamma=1$.

Para ajustar o espectro de deslocamento de cada sismo (equação 1), foi utilizado o método de Levenberg-Marquardt (LM). Assim, foi possível obter os valores dos parâmetros Ω_0 e f_c . Com esses valores é possível calcular os parâmetros de fonte de cada sismo.

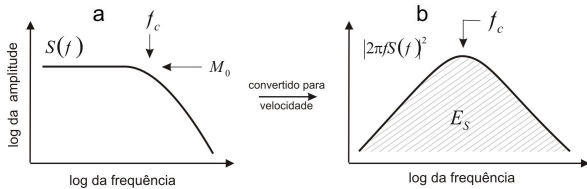


Figura 2: Ilustração da relação entre o espectro da fonte (após corrigir todos os efeitos de propagação e outros efeitos da fonte) e os parâmetros estáticos e dinâmicos. (a) O momento sísmico M_0 e a frequência de corte f_c podem ser relacionados ao espectro de deslocamento. (b) A energia sísmica está relacionada à área sob o espectro da velocidade quadrática (Modificado de Prieto, 2007).

Os espectros de deslocamento da onda S foram obtidos utilizando uma janela de tempo de 0,4 s iniciando-a 0,02 s antes da chegada desta fase. Na Figura 3 (a) está representado o intervalo da onda S utilizado, (b) o mesmo intervalo removido a resposta do equipamento e integrado no tempo e (c) o seu espectro de deslocamento ajustado pela equação (1).

Momento sísmico

O momento sísmico M_0 de uma fonte sísmica é segundo Kanamori & Anderson (1975), definido por:

$$M_0 = \mu \bar{D} A \quad (2)$$

em que μ é a rigidez ou módulo cisalhante do meio, \bar{D} é o deslocamento médio através da falha e A é a área de ruptura. M_0 é uma medida da deformação inelástica irreversível na área de ruptura (Bormann *et al.*, 2002), assim o seu cálculo se torna muito difícil, e às vezes, até impossível no caso dos sismos que não deixam nenhuma marca visível na superfície, de modo que se possam medir as dimensões físicas das fontes. Como o momento sísmico é proporcional à área sob pulso deslocamento (Figura 2.6a), ele também é proporcional à amplitude de longo período do espectro deslocamento (Aki, 1966):

$$M_0 = \frac{4\pi\rho\beta^3 R \sqrt{\Omega_0(N)^2 + \Omega_0(E)^2}}{U_{\theta\theta}} \quad (3)$$

considera-se que ambas as componentes N-S e E-W tem sinal de boa qualidade. A densidade, ρ , é 2700 kg/m³, R é a distância hipocentral medida em metros, $\beta=3485$ m/s é a velocidade da onda S e $U_{\theta\theta}$ é o fator de correção das amplitudes sísmicas observadas devido à influência do padrão de radiação da fonte sísmica. Na literatura, o efeito da correção média do padrão de radiação varia entre 0,55 a 0,85. De acordo com Aki e Richards (1980), a média é de 0,52 e 0,63 para as ondas P e S, respectivamente. Neste trabalho foi utilizado $U_{\theta\theta}=0,63$ já que apenas a onda S foi utilizada.

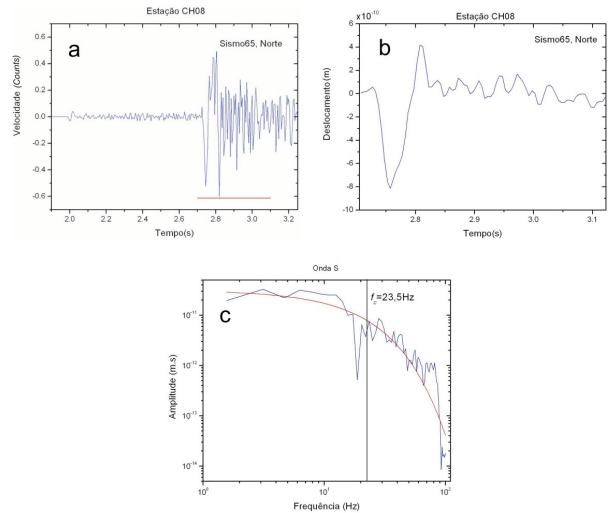


Figura 3: a) O intervalo da onda S utilizado para determinar os parâmetros de fonte está representado pela linha vermelha. b) Intervalo anterior após ter a resposta do equipamento removida e ser integrado no tempo. c) Espectro de deslocamento do intervalo da onda S (linha azul) após aplicar a Transformada de Fourier e ajustar o espectro (linha vermelha) através da equação (1), obtendo a frequência de corte.

Raio da fonte e stress drop

O raio da fonte r é dado por:

$$r = \frac{2k\beta}{f_c(N) + f_c(E)} \quad (4)$$

em que k é uma constante adimensional. Para este trabalho será utilizado $k_B=0,372$ e $k_M=0,21$ para os

modelos de Brune e Madariaga, respectivamente. Ambos os valores são para a onda S.

Com os valores do raio fonte e do momento sísmico, é possível obter o *stress drop* estático (Eshelby, 1957):

$$\Delta\sigma_e = \frac{7M_0}{16r^3} \quad (5)$$

Energia sísmica irradiada e *stress* aparente

O cálculo de parâmetros de fonte é de suma importância para o entendimento da ruptura de terremotos. Na verdade, pode-se estimar a energia irradiada, que é um componente importante no balanço energético dos terremotos, que é revisado logo abaixo.

Quando ocorre um terremoto, parte da energia total é irradiada como ondas sísmicas (E_S), enquanto que a outra parte é libertada como energia térmica (E_F) e de fratura (E_G), estes dois tipos representam a energia dissipada. A Figura 4 mostra uma representação esquemática desta partição da energia.

A energia irradiada de uma fonte sísmica é uma estimativa fundamental nos estudos de parâmetros de fonte, pois ao contrário do momento sísmico e do *stress drop* que são estáticos, a energia é um parâmetro dinâmico.

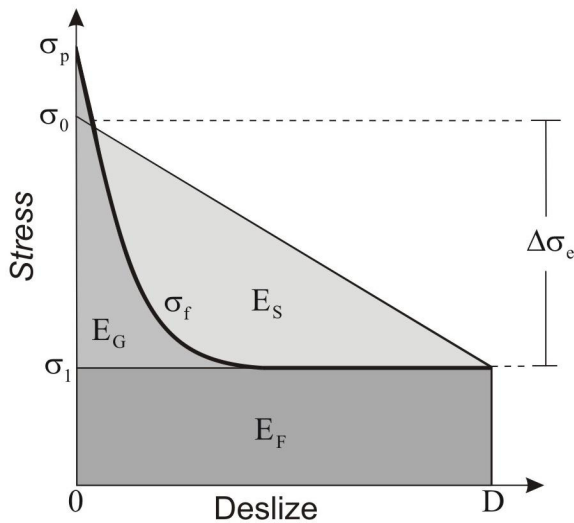


Figura 4: Variação do esforço em um ponto na falha como função do deslize, baseado no modelo de enfraquecimento do deslize (*slip weakening*). Este modelo explica a partição da energia durante a ruptura e a relação entre a energia irradiada E_S e o *stress drop* $\Delta\sigma_e$. O esforço friccional $\sigma_f(s)$ está representado pela curva espessa. Esta figura representa uma unidade da falha, o comportamento do esforço pode ser diferente em várias regiões na falha (Modificado de Prieto, 2007).

Como pode ser visto na Figura 2b, a energia sísmica é proporcional à área abaixo da curva (proporcional ao quadrado da velocidade). Neste trabalho a energia sísmica irradiada foi calculada somando as integrais (I) (que representam a área abaixo da curva da velocidade quadrática) de todas as três componentes usando a equação (Boatwright & Fletcher, 1984):

$$E_S = \frac{4\pi\rho\beta R^2 \langle U_{\theta\theta} \rangle^2}{(U_{\theta\theta})^2} (I(V) + I(N) + I(E)) \quad (6)$$

Assim como no trabalho de Abercrombie (1995), $\langle U_{\theta\theta} \rangle = U_{\theta\theta}$. As três integrais da equação acima representam as componentes Vertical, Norte/Sul e Leste/Oeste, respectivamente.

A energia sísmica irradiada também fornece informações relevantes sobre a dinâmica de ruptura durante um terremoto (Mori *et al.*, 2003). Um outro parâmetro dinâmico útil, proporcional a razão entre a energia sísmica irradiada E_S e o momento sísmico M_0 é o *stress* aparente (Aki, 1967; Wyss & Brune, 1968):

$$\Delta\sigma_a = \mu \frac{E_S}{M_0} \quad (7)$$

em que $\mu = 3,28 \times 10^{10}$ Pa. Este parâmetro tem sido usado com o propósito de comparar as características dinâmicas de pequenos e grandes terremotos, e também prover a mais útil relação entre a física macroscópica e microscópica de um terremoto (Kanamori & Rivera, 2006). Algumas implicações podem ser retiradas através da análise desse parâmetro.

Caso o *stress* aparente permaneça constante, ou seja, que a razão E_S/M_0 é a mesma para terremotos de todas as magnitudes (invariância de escala), os terremotos grandes e pequenos serão auto-similares, de forma que a física da ruptura é a mesma para ambos, diferindo apenas por um fator multiplicativo, isto é conhecido como relação de escala. Porém se o *stress* aparente aumentar com a magnitude, implica que os terremotos maiores são irradiadores de energia mais eficientes que os terremotos menores (Prieto *et al.*, 2004).

Magnitude momento M_W

As escalas m_b e M_L começam a saturar em aproximadamente 5,5 e 6,5, respectivamente para grandes eventos, o que motivou o desenvolvimento da magnitude momento M_W por Kanamori (1977), definida por:

$$M_W = \frac{2}{3} \log_{10} M_0 - 10,7 \quad (8)$$

onde M_0 é a medida do momento sísmico em *dyne.cm* ($10^5 \text{ dyne} = 1\text{N}$; assim $10^7 \text{ dyne.cm} = 1\text{N.m}$). A magnitude momento deriva inteiramente do momento sísmico. A vantagem dessa escala, é que ela está claramente relacionada com as propriedades físicas da fonte e não satura até mesmo para grandes terremotos.

Resultados

Os valores do momento sísmicos obtidos ($10^{10} < M_0 < 10^{13}$ N.m) foram compatíveis com outros estudos na mesma escala de magnitude (Abercrombie, 1995; Tomic *et al.*, 2008). Na Figura 5 estão representados os valores médios do momento em função dos raios médios para os dois modelos utilizados.

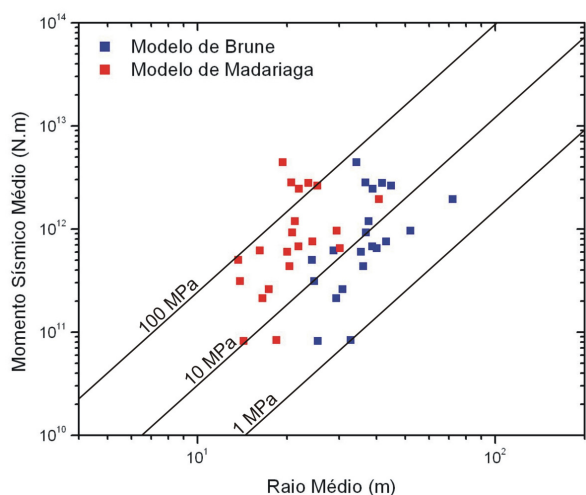


Figura 5: Momento Sísmico Médio versus Raio Médio. As linhas transversais representam valores de *stress drop* constante.

Conforme pode ser visto na Figura 5 as estimativas deste trabalho não parecem seguir linhas de *stress drop* constante, o que de certa forma pode confirmar a dependência deste parâmetro com a magnitude do evento (momento sísmico).

Na Figura 6 estão plotados os valores do *stress drop* médio versus o momento sísmico médio para os modelos de Brune e Madariaga.

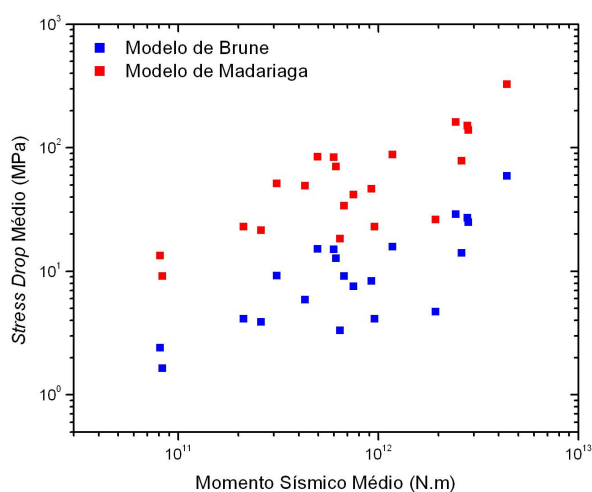


Figura 6: *Stress Drop* Médio versus o Momento Sísmico Médio. A figura mostra um aumento no valor do *stress drop* com o aumento do momento sísmico, assim há uma quebra na relação de escala.

A Figura 7 mostra as estimativas médias da energia irradiada versus o momento sísmico médio. É possível observar que este parâmetro aumenta com o incremento do momento, isto é, ele depende do tamanho da fonte.

Na Figura 8 estão os valores do *stress* aparente em função do momento sísmico. Como pode ser observado nesta última figura, o *stress* aparente, assim como o *stress drop*, aumenta com o momento sísmico. Desta forma, este parâmetro depende da dimensão do

terremoto, implicando na quebra da relação de escala discutida anteriormente.

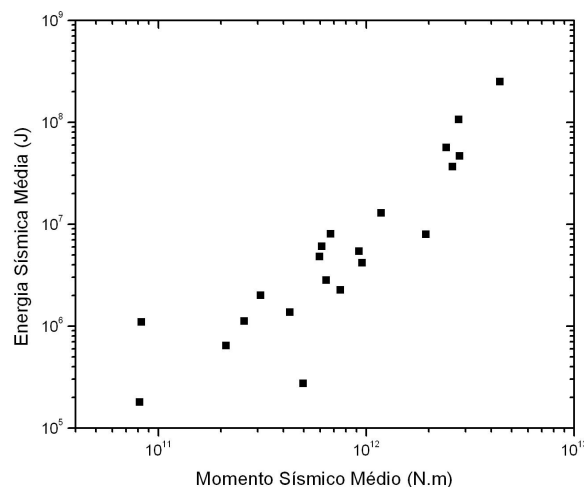


Figura 7: Energia Sísmica Média versus o Momento Sísmico Médio. A energia aumenta com o incremento do momento sísmico.

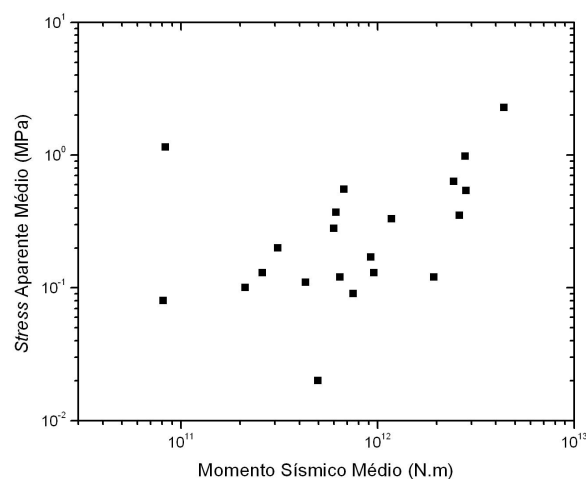


Figura 8: *Stress* aparente obtido através da equação (7) utilizando as estimativas da energia sísmica e do momento sísmico.

Com os resultado obtidos pela equação (8), foi estabelecido uma relação entre a magnitude momento e a magnitude local:

$$M_w = 0,92m_b + 0,66 \quad (9)$$

Conforme pode ser visto na Figura 9, há uma boa correlação entre estas duas magnitudes, e os valores das duas escalas diferem em menos de uma unidade.

Conclusões

Embora a técnica utilizada neste trabalho esteja sujeita a muitas incertezas, os resultados obtidos são compatíveis com os de outros estudos de parâmetros de fonte (Abercrombie, 1995; Prieto *et al.*, 2004; Mori *et al.*, 2003; Tomic *et al.*, 2008).

A análise dos 21 sismos mostrou os seguintes resultados:

1) Raio da fonte de 14 m usando o modelo de Madariaga, cerca de 7 vezes menor que o mínimo de 100 m proposto por Archuleta *et al.* (1982);

2) Dependência da energia irradiada, do *stress drop* e do *stress* aparente com o momento sísmico, este último tendo uma implicação fundamental, ou seja, há uma quebra na relação de escala, de forma que os sismos analisados neste trabalho não são auto-similares.

3) Uma relação melhor entre o *stress drop* e o momento sísmico do que o *stress* aparente e este último, o que pode estar relacionado com a técnica utilizada para calcular a energia sísmica irradiada.

4) Altos valores de *stress drop* para os modelos de Brune e Madariaga. Esses altos valores são aceitáveis, já que se trata de sismos tectônicos intraplaca.

5) Uma boa correlação entre a magnitude momento M_W e a magnitude local m_b . Sendo que M_W tem uma grande vantagem, já que está ligada às propriedades físicas da fonte através do momento sísmico.

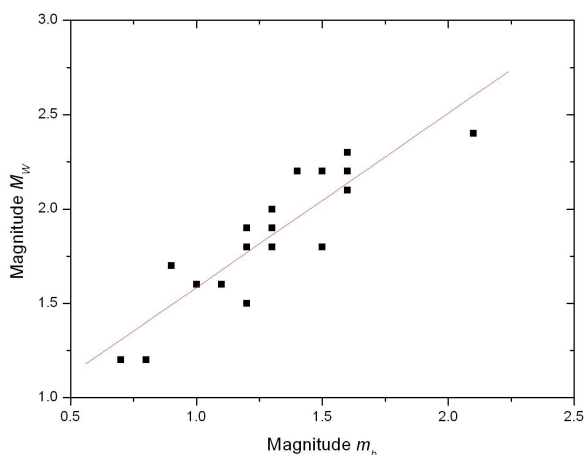


Figura 9: Comparação entre a magnitude m_b e a magnitude momento M_W estimada a partir do momento sísmico. É possível observar uma boa correlação entre as duas escalas.

Agradecimento

Os autores agradecem ao Laboratório Sismológico da UFRN pelos dados cedidos. AFDN e GSF agradecem ao CNPq por suas respectivas bolsas PQ. IPC Jr agradece à CAPES pela bolsa de mestrado concedida.

Referências

ABERCROMBIE, R.E. – 1991 – Earthquake rupture dynamics and neotectonics of the Aegean area, *Ph.D. Thesis, University of Reading*.

ABERCROMBIE, R.E. – 1995 – Earthquake source scaling relationships from -1 to 5 ML using seismograms recorded at 2.5 -km depth. *J. Geophys. Res.*, 100: 24015–24036.

AKI, K. – 1966 – Generation and propagation of G waves from the Niigata earthquake of June 16, 1964, 2, Estimation of earthquake moment, released energy, and stress-strain drop from G-wave spectrum, *Bull. Earthquake Res. Inst., Tokyo Univ.*, 44, 73-88.

AKI, K. – 1967 – Scaling law of seismic spectrum. *J. Geophys. Res.*, 72, 1217–1231.

AKI, K. & RICHARDS, P. – 1980 – Quantitative Seismology, 932, pp., W. H. Freeman, New York.

ARCHULETA, R.J., CRANSWICK, E., MUELLER, C. & SPUDICH, P. – 1982 – Source parameters of the 1980 Mammoth Lakes, Califórnia, earthquake sequence, *J. Geophys. Res.*, 87, 4595-4607.

BOATWRIGHT, J. & FLETCHER, J.B. – 1984 – The partition of radiated seismic energy between P and S waves, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 74, 361-376.

BORMANN, P., BAUMBACH, M., BOCK, G., GROSSER, H., CHOY, G.L & BOATWRIGHT, J. – 2002 – Seismic Source and Source Parameters. In : IASPEI – New Manual of Seismological Observatory Practice. Vol 1. (ed) Peter Bormann.

BRUNE, J. – 1970 – Tectonic stress and the spectra of seismic shear waves from earthquakes, *J. Geophys. Res.*, 75, 4,997-5009.

BRUNE, J. – 1971 – Correction, *J. Geophys. Res.*, 76, 5002.

ESHELBY, J.D. – 1957 – The determination of the elastic of an ellipsoidal inclusion and related problems, *Proceedings of the Royal Society of London, A*, 241: 376-396.

KANAMORI, H. – 1977 – The energy release in great earthquake. *J. Geophys. Res.*, V. 82, p. 2981-2987.

KANAMORI, H. & ANDERSON, D.L. – 1975 – Theoretical basis of some empirical relations in seismology, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 65: 1073-1095.

KANAMORI, H. & RIVERA, L. – 2004 – Static and dynamic scaling relations for earthquake and their implications for rupture speed and stress drop, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 94: 314-319.

MADARIAGA, R. – 1976 – Dynamics of an expanding circular fault, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 66: 639-666.

MORI, J., ABERCROMBIE, R.E., KANAMORI, H. – 2003 – Stress drops and radiated seismic energies of aftershocks of 1994 Northridge, Califórnia, Earthquake, *J. Geophys. Res.*, 108, B11, 2545.

PRIETO, G.A., SHEARER, P.M., VERNON, F.L., KILB, D. – 2004 – Earthquake source scaling and self-similarity estimation from stacking P and S spectra. *J. Geophys. Res.* Vol. 109, B08310.

PRIETO, G.A. – 2007 – Improving earthquake source spectrum estimation using multitaper techniques. *PhD. Thesis, University of California*, 124 pp.

TOMIC, J., R.E. Abercrombie, & Do Nascimento, A. – 2008 – Source parameters and rupture velocity of small $M \leq 2.2$ reservoir induced earthquakes, *Geophys. Res. Lett.*, submitted.

WYSS, M. & BRUNE, J.N. – 1968 – Seismic moment, stress, and source dimensions for earthquakes in the California- Nevada region. *J. Geophys. Res.*, 73, 4681–4694.