

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE ASTRONOMIA, GEOFÍSICA E CIÊNCIAS ATMOSFÉRICAS
Departamento de Geofísica

DANILO DE OLIVEIRA DOMINGOS

Determinação de uma relação preliminar de atenuação
sísmica para a Província Borborema (Nordeste do
Brasil)

São Paulo
Julho/2010

DANILO DE OLIVEIRA DOMINGOS

Determinação de uma relação preliminar de atenuação sísmica para a Província
Borborema (Nordeste do Brasil)

Monografia apresentada ao Instituto de
Astronomia Geofísica e Ciências
Atmosféricas da Universidade de São
Paulo para obtenção do título de Bacharel
em Geofísica.

Área de Concentração:
Sismologia

Orientador: Prof. Dr.
Jesus Antonio Berrocal Gomez

São Paulo
Julho/2010

Autorizo a reprodução e divulgação total ou parcial deste trabalho, por qualquer meio convencional ou eletrônico, para fins de estudo e pesquisa, desde que citada a fonte.

D715d Domingos, Danilo de Oliveira.

Determinação de uma relação preliminar de atenuação sísmica para Província Borborema (Nordeste do Brasil) / Danilo de Oliveira Domingos – São Paulo: USP / Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas, 2010.

ix, 31f.

Orientador: Jesus Berrocal Gomez

Monografia (Graduação) – USP / Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas.

Referências Bibliográficas: f. 40-41

1. Sismicidade Intraplaca 2. Relação de Atenuação Sísmica 3. *Peak ground acceleration* 4. Risco sísmico.

550.34

Nome: DOMINGOS, Danilo de Oliveira

Título: Determinação de uma relação preliminar de atenuação sísmica para a Província Borborema (Nordeste do Brasil)

Monografia apresentada ao Instituto de Astronomia Geofísica e Ciências Atmosféricas da Universidade de São Paulo para obtenção do título de Bacharel em Geofísica.

Aprovada em:

Banca Examinadora

Prof. Dr. _____ Instituição: _____

Julgamento: _____ Assinatura: _____

Prof. Dr. _____ Instituição: _____

Julgamento: _____ Assinatura: _____

Prof. Dr. _____ Instituição: _____

Julgamento: _____ Assinatura: _____

Prof. Dr. _____ Instituição: _____

Julgamento: _____ Assinatura: _____

*Dedico este trabalho a todos os amigos,
professores e funcionários do
Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas.
Que contribuem para o
desenvolvimento e divulgação do curso de
Geofísica no Brasil.*

AGRADECIMENTOS

Aos meus pais, Sidnei e Sonia Maria, pelas condições a mim propiciadas para o alcance deste estágio da vida. E pelas marmitas surpresas durante quatro anos e meio!

Ao meu irmão, Rodrigo, pelos momentos de descontração no decorrer de todo o caminho na universidade.

À minha namorada, Juliana, pelo apoio e carinho ao longo destes anos.

Aos amigos e professores do Instituto de Astronomia Geofísica e Ciências Atmosféricas.

Aos companheiros de equipe, Hélio e Marcel, por todas as discussões acerca dos assuntos dos nossos trabalhos e muito mais.

À empresa Berrocal&Associados, pela oportunidade de desenvolvimento deste trabalho.

Ao Professor Dr. Jesus Berrocal, por compartilhar sua experiência como amigo e profissional.

À grande companheira, professora de todas as horas, Célia Fernandes, pelo apoio e constante acompanhamento ao longo do desenvolvimento deste trabalho.

Ao CNPq, pela bolsa RHAE concedida.

RESUMO

Relações de atenuação da energia sísmica são utilizadas na análise do risco sísmico. São equações matemáticas que relacionam as vibrações sensíveis do solo (deslocamento, velocidade ou aceleração máxima) provocadas por um sismo com variáveis ligadas à fonte sismogênica, como a magnitude e a distância até esta fonte, com base em um modelo de atenuação. Elas são usadas como uma forma de prever o nível das vibrações do solo para a construção de uma obra ou determinar o perigo sísmico numa região, quando acontece um terremoto. A região considerada neste trabalho é a porção noroeste da Província Borborema, Nordeste do Brasil. A escala de magnitudes utilizada no desenvolvimento da relação de atenuação é a escala regional de magnitudes para o Brasil, desenvolvida por Assumpção (1983). A relação de atenuação preliminar obtida neste trabalho é:

$$\ln Y = 1.83 + 2.06(M - 6) - 1.33 \ln x - (0.86 - 1.33) \ln \left(\frac{x}{100} \right) - 0.0021x + \varepsilon_e + \varepsilon_a$$

O número de sismos e de estações na Rede Sismográfica Borborema utilizados é muito reduzido, mas mesmo assim os resultados para uma relação de atenuação preliminar são aceitáveis. Apesar disso, a relação obtida fornece valores mais confiáveis para eventos de magnitude maiores que 3,5 m_b . Os resultados aqui obtidos são comparados com as equações fornecidas pelo trabalho de Toro et al. (1997).

Palavras chaves: Sismicidade intraplaca, relações de atenuação sísmica, *peak ground acceleration*, risco sísmico.

ABSTRACT

Seismic energy attenuation relationships are used in seismic hazard analysis. These relationships are mathematical equations that relate strong ground motions (peak ground displacement, velocity or acceleration) with variables related to the source, like magnitude and distance to the rupture, based on an attenuation model. They are used as a form to predict the strong ground motion for a given construction or to determine the seismic hazard in a region, when a large earthquake occurs. The region considered in this work is the northeastern portion of the Borborema Province in Northeast Brazil. The magnitude scale used in this work is the regional magnitude scale for Brazil (ASSUMPÇÃO, 1983). The preliminary attenuation relation obtained in this work is:

$$\ln Y = 1.83 + 2.06(M - 6) - 1.33 \ln x - (0.86 - 1.33) \ln \left(\frac{x}{100} \right) - 0.0021x + \varepsilon_e + \varepsilon_a$$

The number of earthquakes and stations in the Borborema Network used in this work is very reduced, but even so the results are acceptable. Nevertheless, the obtained relation gives more confident values for magnitudes larger than 3,5 m_b . The results obtained here are compared with equations provided by Toro's work (TORO et al., 1997).

Keywords: Intraplate seismic activity, attenuation relationships, peak ground acceleration, seismic hazard.

LISTA DE FIGURAS

- Figura 1. A Rede Sismográfica Borborema: Estações operantes (vermelho), estações ainda não instaladas (PABR) (transparente). Ver Tabela 1 para definição das siglas. Em aproximação: Região mostrando a localização dos eventos a serem utilizados neste trabalho (amarelo). Detalhes destes eventos podem ser encontrados no Anexo B, no final deste trabalho.....15
- Figura 2. Comparação entre escalas de magnitude: (a) Comparação de amplitudes entre escalas. Autores: m_R , Assumpção (1983); m_b^* , Jacob e Neilson (1977); m_p , Veith e Clawson (1972); m_b , Gutenberg e Richter (1956); B, Booth et al. (1974). Adaptado de Assumpção (1983), (b) Comparação da escala de magnitude de momento sísmico M_w (M) com outras escalas de magnitude. Escalas: M_s , magnitude de ondas superficiais; m_b , magnitude de ondas de corpo de período curto; M_{JMA} , magnitude da agência meteorológica do Japão; as demais, escalas regionais de magnitude. Adaptado de Campbell (2009)..... 20
- Figura 3. Tipos de atenuação envolvidos no caminho da onda do hipocentro (círculo vermelho) até a estação (triângulo vermelho). Atenuação elástica: divergência esférica e espalhamento. Atenuação inelástica: intrínseca, devido ao atrito entre os grãos da rocha dissipando calor, é muito pequena. 21
- Figura 4. Área de estudos inicial. Sem estes eventos (amarelo) da dorsal meso-oceânica, o número de eventos utilizados no trabalho diminui consideravelmente. Estações utilizadas em vermelho..... 25
- Figura 5. Etapas da amplificação e conversão de escala de uma onda sísmica: A onda é inicialmente registrada numa escala de 40 V pico a pico. Etapa 1: O sinal anterior é multiplicado pela sensibilidade do sismômetro, este valor geralmente faz com que a escala alcance um valor da ordem de 10^4 Volts. Etapa 2: O sinal anterior é multiplicado pelo ganho do registrador, este valor geralmente faz com que a escala alcance um valor da ordem de 10^6 Volts. Etapa 3: Apenas a escala é modificada, seus limites serão determinados pelo número de bits com que o registrador trabalha..... 26
- Figura 6. Exemplo da utilização do programa WAP: (a) registro bruto durante 1 hora, (b) mesmo registro após filtragem, (c) Aproximação no evento principal e determinação das chegadas das ondas P e S e Duração. Retas verdes correspondem à análise da movimentação da partícula baseada numa janela de tempo escolhida pelo usuário. 28
- Figura 7. Esquema mostrando a localização do epicentro do evento com os valores de distância (d), direção e sentido (a partir da movimentação de partículas). 29
- Figura 8. Sismograma de deslocamento, velocidade e aceleração para 3 eventos deste estudo. Soma quadrática das acelerações máximas das componentes Leste-Oeste e Norte-Sul foi tomada como PGA. As localizações P e S correspondem as ondas primárias e secundárias. Colocadas na figura apenas pra noção de quais ondas estão mostradas. 30

Figura 9. Distribuição de magnitudes (m_R) por distância epicentral: (a) distribuição de valores originais de magnitude, (b) distribuição de valores médios de magnitude.	32
Figura 10. Distribuição de PGA pela magnitude (m_R). (a) Distribuição de valores originais de magnitudes. (b) Distribuição de valores médios de magnitude. (c) Distribuição agrupada para avaliação da relação de atenuação determinada.....	33
Figura 11. Curvas de relação de atenuação obtida neste trabalho para as magnitudes 2,0, 3,0 e 4,0. Os pontos do evento 100 foram removidos (círculos cinza).	34
Figura 12. Figura exemplificando hipoteticamente a relação das incertezas epistêmica (laranja) e aleatória (azul) com o espalhamento dos PGAs.	36
Figura 13. Curva obtida comparada com os intervalos dos sismo utilizados. A incerteza exibida é composta pela soma da incerteza aleatória e epistêmica.....	37
Figura 14. Comparação entre as curvas obtidas neste trabalho (em preto) com as curvas de Toro et al. (1997) (em vermelho).	38

LISTA DE SIGLAS

CNPq	Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico
RSB	Rede Sismográfica Borborema
SBBR	Estação sismológica localizada em Sobral-CE/Brasil
OCBR	Estação sismológica localizada em Ocara-CE/Brasil
PFBR	Estação sismológica localizada em Pau dos Ferros-RN/ Brasil
AGBR	Estação sismológica localizada em Agrestina-PE/Brasil
SLBR	Estação sismológica localizada em Solânea-PB/Brasil
RCBR	Estação sismológica localizada em Riachuelo-RN/Brasil
PABR	Estação sismológica localizada em Parelhas-RN/Brasil
PGA	<i>Peak Ground Acceleration</i>
1 Ma	1 milhão de anos
1 Ga	1 bilhão de anos

LISTA DE TABELAS

Tabela 1. Informações referentes às estações sismográficas da etapa preliminar da Rede Sismográfica Borborema.....	15
Tabela 2. Tabela de valores críticos da Incerteza Aleatória. Dependência com magnitude e distância. Valores intermediários são obtidos por interpolação linear.....	24
Tabela 3. Valores numéricos para os coeficientes da Eq. 8 sugeridos por Toro et al. (1997).	24
Tabela 4. Resultados obtidos para intervalos de magnitudes e de PGA's dos eventos utilizados.	32
Tabela 5. Base de dados utilizada para este trabalho.....	44

SUMÁRIO

1	INTRODUÇÃO	12
1.1	<i>Aspectos Tectônicos e Sismológicos</i>	13
1.2	<i>A Rede Sismográfica Borborema</i>	15
2	METODOLOGIA	17
2.1	<i>Teoria</i>	17
2.1.1	<i>Escalas de Magnitude</i>	17
2.1.2	<i>Atenuação Sísmica</i>	21
2.1.3	<i>A Área de Estudo</i>	25
2.1.4	<i>Como os Eventos são Registrados</i>	26
2.1.5	<i>Análise dos Sismogramas</i>	28
2.2	<i>Procedimentos práticos</i>	31
3	RESULTADOS	32
4	DISCUSSÃO DOS RESULTADOS	35
5	CONCLUSÃO	39
6	REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	41
	ANEXOS	43
	<i>ANEXO A- Escala de Mercalli modificada (1956), versão completa</i>	43
	<i>ANEXO B – Base de dados utilizada (sismos)</i>	44

1 Introdução

A distribuição espacial de eventos sísmológicos pelo mundo é, atualmente, bem conhecida. Os limites de placas são os locais de maior ocorrência destes eventos, no entanto as regiões intraplaca não estão totalmente livres deles. Os sismos que ocorrem no interior do Brasil podem trazer informações importantes sobre o estudo de antigas falhas, avaliação de risco sísmico, distribuição espacial e temporal de eventos sísmicos e sobre a atenuação da energia sísmica, que é um dos temas abordados neste trabalho, por exemplo.

Para realizar estes estudos é necessária uma rede de estações sismográficas mais densa que a atual, que permita uma cobertura com dados sísmológicos na maior parte do território nacional. Contudo, embora o Brasil atualmente conte com poucas estações, elas fazem parte de projetos focados na expansão da rede sismográfica nacional. As estações existentes na atualidade, principalmente na região Nordeste, podem ser utilizadas em um estudo preliminar de atenuação da energia sísmica para essa região. Entretanto, é necessário lembrar que o Brasil encontra-se numa porção da Terra de baixo índice de atividade sísmica, contrastando com fontes de borda de placa, como na região Andina, e que por esse motivo os estudos de sismicidade são mais complicados pelo número reduzido de dados.

Para que seja possível a elaboração de uma relação de atenuação de energia sísmica inicialmente é necessário contar com dados instrumentais de uma quantidade razoável de eventos sísmicos com as suas trajetórias distribuídas ao longo da área de estudo. Um parâmetro importante para os estudos de atenuação sísmica é a magnitude dos sismos utilizados. Será utilizada neste trabalho a escala de magnitudes de sismos regionais m_R (ASSUMPÇÃO, 1983). Concomitantemente com o objetivo principal, os valores de magnitude m_R determinados neste trabalho serão utilizados por outros autores (TEIXEIRA, 2010) para elaborar uma relação de magnitude em função da duração de eventos locais, utilizando o método proposto por Berrocal (1993), para a região Sudeste do Brasil.

Os eventos sísmicos escolhidos para elaborar a função de atenuação neste trabalho pertencem a uma região de estudo, que foi definida com base na distribuição das estações da etapa preliminar da Rede Sismográfica de Borborema (RSB), durante um intervalo de 12 meses de funcionamento das mesmas. A definição da região de estudo está detalhada na seção 2.1.3. As magnitudes destes eventos serão, então, calculadas e utilizadas para a determinação da função de atenuação. O desenvolvimento do modelo de atenuação a ser seguido será o mesmo proposto por Toro et al. (1997).

1.1 Aspectos Tectônicos e Sismológicos

O conceito de Província Borborema foi introduzido por Almeida et al. (1977¹, apud BRITO NEVES et al., 2000). A província foi definida como uma região dobrada do tipo mosaico complexo onde ocorreram efetivos e importantes eventos tectônicos, termais e magmáticos do Neoproterozóico (1 Ga) associados ao ciclo brasileiro. A área da província excede 450.000 km². Desde o último século a província tem sido alvo de muitas pesquisas, principalmente a respeito de scheelita e pegmatitos (BRITO NEVES et al., 2000).

As estruturas e tipos de rocha da província foram desenvolvidos praticamente em dois ciclos principais: do fim do Mesoproterozóico (1,6 Ga) até a orogenia de Cariris Velho (começo do Neoproterozóico), e ao final do ciclo Brasileiro (fim do Neoproterozóico 542 Ma atrás). Outras estruturas tectônicas também estão associadas aos estágios de amalgamação continental provenientes da orogênese transamazônica (BRITO NEVES et al., 2000).

O ciclo brasileiro combinado com magmatismo posterior da região levou a geração de muitas falhas e estruturas da forma que são observadas hoje. Existem evidências geológicas claras que favorecem a teoria de que as estruturas ou domínios da região foram arranjados da forma que estão hoje, até o fim do Cambriano (500 Ma). Durante o fanerozóico estas estruturas foram afetadas levemente, mas não o suficiente para modificar as principais feições e estruturas

¹ ALMEIDA F.F.M.; HASUI Y.; BRITO NEVES B.B.; FUCK R.A. Províncias estruturais brasileiras. In: SBG/NE, SIMP. GEOL. NE, 8., 1977, Campina Grande. Atas... p. 363-391.

anteriores. Esta estabilidade tectônica só foi interrompida no momento da tectônica de separação do continente Sul-americano do Africano à aproximadamente 130 Ma.

A província Borborema pode ser dividida em três subprovíncias limitadas por importantes zonas de cisalhamento. A subprovíncia Setentrional, a Zona Transversal ou Central e a Externa ou Meridional (BIZZI et al., 2003).

A Subprovíncia Setentrional compreende a porção da Província situada ao norte do Lineamento de Patos e é subdividida nos domínios Médio Coreaú, Ceará Central e Rio Grande do Norte.

A Subprovíncia da Zona Transversal trata de um segmento crustal de direção E-W, limitado a norte e oeste pelo Lineamento de Patos e a sul pelo Lineamento de Pernambuco. Subdivida na faixa Cachoeirinha e pelos terrenos Alto Pejeú, Alto Moxotó e Rio Capibaribe.

A Subprovíncia Externa ou Meridional compreende a porção da província situada ao sul do Lineamento de Pernambuco, subdividida nos terrenos Pernambuco-Alagoas, Paulistana-Monte, Orebe e Canindé-Marancó, e as faixas Riacho do Pontal e Sergipana (BIZZI et al., 2003).

Na literatura é possível encontrar informações de eventos sísmicos ocorridos desde 1720. Um grande número de sismos que ocorreram antes da instalação de estações na região teve seus dados reportados em crônicas ou jornais através da descrição de como foi sentido o abalo nas cidades próximas. Berrocal et al. (1984) apresenta em seu livro, "Sismicidade do Brasil", um apanhado destes eventos e uma estimativa da magnitude, para a maioria desses sismos. Segundo este trabalho, pode-se encontrar eventos de magnitude 5.0 m_b na porção setentrional e 4.0 m_b na porção meridional da província Borborema. Após a instalação de estações sísmográficas na região Nordeste do Brasil, em 1977, foram registrados eventos de magnitudes m_b menores que 1,0 até 5,1 m_b .

1.2 A Rede Sismográfica Borborema

A Rede Sismográfica Borborema (RSB) encontra-se hoje em sua etapa preliminar com apenas cinco estações operantes. Sua capacidade total está prevista em 46 estações, inseridas no projeto “Estudos tectônicos e geofísicos da Província Borborema” financiado pelo Programa Institutos do Milênio do CNPq/MCT. A Tabela 1 mostra informações sobre a localização e as datas de início de operação de cada

Tabela 1. Informações referentes às estações sismográficas da etapa preliminar da Rede Sismográfica Borborema.

Estação	Localização	Longitude	Latitude	Início de operação
AGBR	Agrestina - PE	-35.836135	-8.429559	13/05/2007
OCBR	Ocara – CE	-38.292169	-4.581276	02/07/2007
SLBR	Solânea - PB	-35.644072	-6.781444	11/07/2007
PABR	Parelhas - RN	-36.583348	-6.651143	--
SBBR	Sobral - CE	-40.371656	-3.745143	23/05/2007
PFBR	Pau dos Ferros - RN	-38.170836	-6.121648	26/08/2007

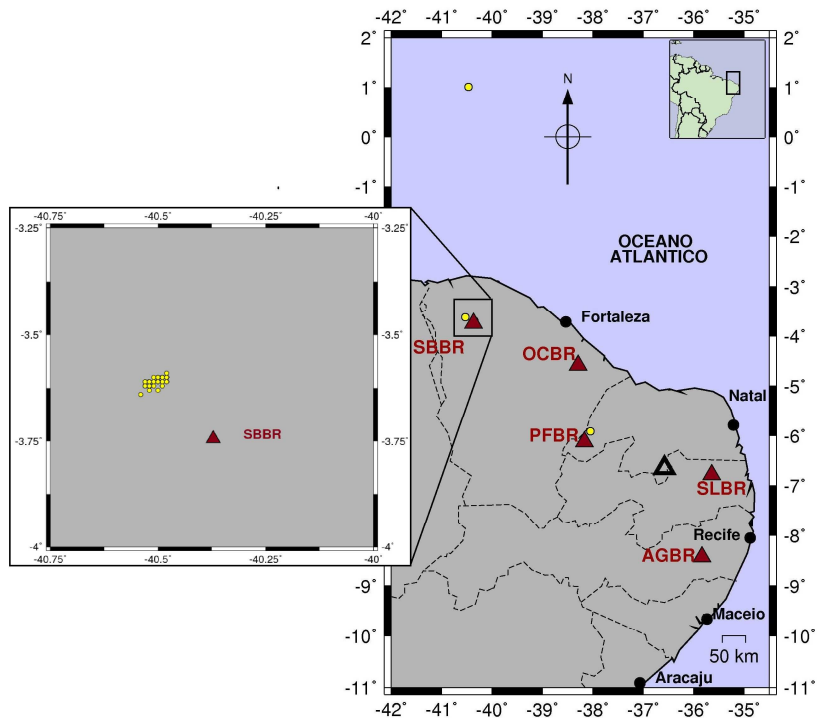


Figura 1. A Rede Sismográfica Borborema: Estações operantes (vermelho), estações ainda não instaladas (PABR) (transparente). Ver Tabela 1 para definição das siglas. Em aproximação: Região mostrando a localização dos eventos a serem utilizados neste trabalho (amarelo). Detalhes destes eventos podem ser encontrados no Anexo B, no final deste trabalho.

estação da RSB. Na Figura 1 é apresentado um mapa com a localização das estações na província.

No presente momento, a estação PABR ainda não foi instalada, por defeito no equipamento, e a estação SLBR apresenta um ruído sistemático em sua componente norte-sul, impossibilitando a sua utilização neste trabalho.

Os equipamentos utilizados nessas estações são sismômetros KS-2000 e o registrador SMART-24R, ambos fabricados pela empresa Geotech Instruments. Mais informações sobre estes equipamentos são encontradas na seção 2.1.4.

2 Metodologia

A determinação de uma função de atenuação, que é um dos objetivos deste trabalho, será efetuada tomando como base um modelo de atenuação conhecido, que foi determinado para uma região com características tectônicas semelhantes as da região de estudo selecionada para este trabalho. Foram utilizados sismogramas registrados em estações que operam na região de estudo. Estes permitiram calcular o valor da aceleração horizontal máxima no terreno nos locais dessas estações, que foi provocada por eventos sísmicos ocorridos nessa região ou em suas vizinhanças. Pra efetuar esse cálculo de aceleração será necessário conhecer as características instrumentais dos sismógrafos utilizados, e identificar as diferentes ondas sísmicas presentes nos sismogramas.

Os fundamentos teóricos desta metodologia serão abordados na primeira parte deste capítulo, seguidos por uma aplicação prática com os dados experimentais.

2.1 Teoria

2.1.1 Escalas de Magnitude

Quantificar a energia liberada em um terremoto não é uma tarefa fácil. Antigamente, quando ainda não existiam os equipamentos sismográficos a quantificação de um terremoto se dava apenas na *escala de intensidade*. Esta é uma escala de medidas qualitativas que vai do seu limite inferior, onde os danos causados são mínimos, até seu limite superior, onde os danos são altamente destruidores.

A escala de intensidade foi inicialmente proposta por G. Mercalli (1884), modificada por Wood e Newman (1931), tem 12 unidades (de I a XII) com descrições variando desde “Não sentido” até “Danos totais” (a escala de Intensidade modificada pode ser encontrada no Anexo A deste trabalho).

Porém, essa escala somente mede os efeitos do sismo na superfície a diferentes distâncias epicentrais e não serve para calcular a quantidade de energia

liberada pelo sismo. Com o desenvolvimento de equipamentos capazes de registrar toda a movimentação a qual o solo é submetido no momento da passagem das ondas sísmicas, foi possível desenvolver relações empíricas que possibilitaram a elaboração de vários tipos de escalas de magnitude, dependendo do tipo de onda registrada pelas estações sismográficas. Essas escalas permitem determinar a energia liberada pelos sismos de uma forma quantitativa.

A escala de *magnitude*, inicialmente proposta por Richter (1935) tem a seguinte fórmula:

$$m_L = \log A - \log A_0 \quad (1)$$

Onde,

A : é a amplitude máxima medida no sismograma;

$\log A_0$: é uma amplitude de referência para epicentros entre 100 e 600 quilômetros de distância;

m_L : é o valor de magnitude local (para a região sul da Califórnia).

As amplitudes das ondas sísmicas utilizadas por Richter (1935) para determinar o valor de m_L eram medidas em microns, em sismogramas registrados em um sismógrafo padrão de Wood-Anderson de período curto. A partir daí diversas escalas, cada uma com as suas características próprias, foram criadas para diversas finalidades, sejam elas cálculo de magnitude local para uma determinada região ou país, para certo intervalo de profundidades, entre outras. Dentre as escalas subseqüentes merecem destaque as seguintes escalas de magnitude: Eq. 2, de ondas superficiais (M_s) por Gutenberg e Richter (1950), Eq. 3, de ondas de corpo (m_b) por Gutenberg e Richter (1956), Eq. 4, escala regional de magnitude para o Brasil (m_R) por Assumpção (1983), e Eq. 5, escala de magnitude pela duração (m_D) por Berrocal (1993) para micro-terremotos na região de Monsuaba (RJ):

$$M_s = \log \frac{A}{T} + 1,66 \log \Delta + 3,3 \quad (2)$$

$$m_b = \log \frac{A}{T} + Q(\Delta, h) \quad (3)$$

$$m_R = \log V + 2,3 \log D - 2,28 \quad (4)$$

$$m_D = 1,60 \log d - 0,12 \quad (5)$$

Onde,

A : amplitude máxima do movimento real do solo em micrômetros (μm);

T : período em segundos, correspondente a A ;

Δ : distância epicentral em graus.

$Q(\Delta, h)$: fator de atenuação dependente da distância epicentral Δ e da profundidade focal h .

m_R : magnitude com dados regionais para o Brasil, correspondente a m_b ;

V : $2\pi A/T$;

D : distância epicentral em quilômetros ($200 < D < 1500$ km);

d : duração dos traços do sismograma em segundos.

O cálculo por meio da escala M_s normalmente só é possível no caso de eventos de magnitude m_b maior que 5 e com $h < 200$ km. Só para sismos a partir desta magnitude e com seu foco até essa profundidade são observadas ondas superficiais Rayleigh de período de aproximadamente 20 segundos, registrados em estações distantes (BERROCAL et al., 1984).

Considerando um meio homogêneo, todas as escalas deveriam fornecer valores próximos uns dos outros, mas isso não ocorre. O tipo de onda utilizado para calcular a magnitude, é o principal fator para essa heterogeneidade, além da atenuação da energia sísmica, que é diferente em diferentes profundidades e regiões da Terra. Também atua nesse cenário a geologia do caminho percorrido pelas ondas.

No entanto vários autores sugeriram relações entre as escalas para diferentes intervalos de magnitude. Por exemplo, para a região Andina foi sugerida por Bueno (1979², apud BERROCAL et al., 1983, p. 211) a seguinte relação entre m_b e M_s :

$$m_b = 0,55M_s + 2,32 \quad (6)$$

² BUENO, A. A. *Sismicidade da America do Sul investigada através da relação "magnitude freqüência"*. 1979, 111 f. Dissertação (Mestrado em Geofísica), Universidade Federal da Bahia.

Assumpção (1983) mostra, em seu trabalho, como as escalas variam quando comparadas dentro de um mesmo intervalo de distâncias epicentrais (Figura 2a). As escalas acima têm, cada uma, a sua área de aplicação dependendo de distâncias epicentrais, profundidades hipocentrais, etc.

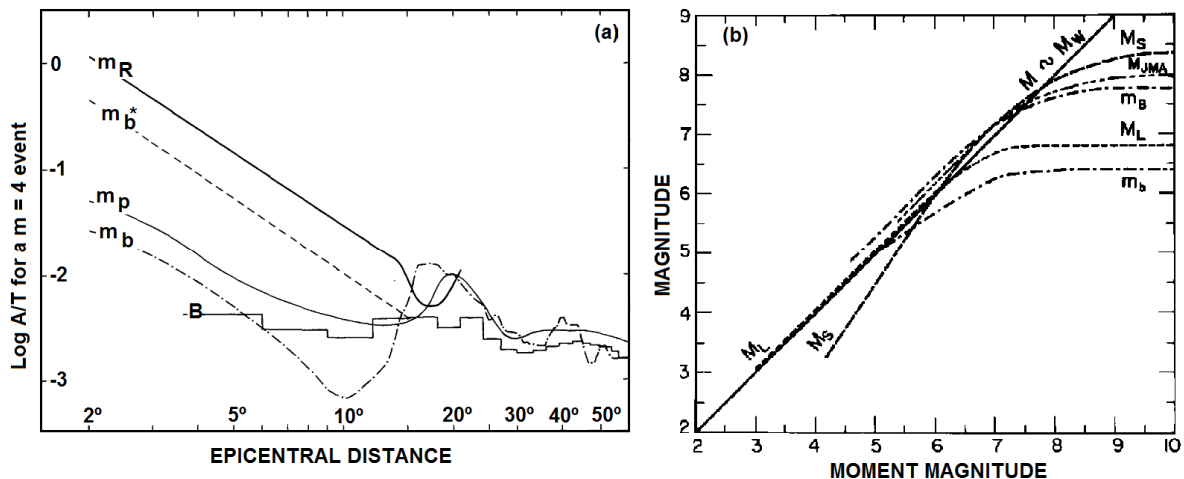


Figura 2. Comparação entre escalas de magnitude: (a) Comparação de amplitudes entre escalas. Autores: m_R , Assumpção (1983); m_b^* , Jacob e Neilson (1977); m_p , Veith e Clawson (1972); m_b , Gutenberg e Richter (1956); B, Booth et al. (1974). Adaptado de Assumpção (1983), (b) Comparação da escala de magnitude de momento sísmico M_w (M) com outras escalas de magnitude. Escalas: M_s , magnitude de ondas superficiais; m_b , magnitude de ondas de corpo de período curto; M_{JMA} , magnitude da agência meteorológica do Japão; as demais, escalas regionais de magnitude. Adaptado de Campbell (2009).

Campbell (2009) apresenta uma comparação muito útil entre as várias escalas de magnitude mais conhecidas (Figura 2b) utilizando a escala de magnitude de momento sísmico M_w , como referência.

A partir das escalas de magnitude foi desenvolvida uma relação entre magnitude e energia liberada por um terremoto. A primeira relação, empírica, foi apresentada por Richter e Gutenberg (1958):

$$\log_{10} E_s = 11.4 + 1.5M_s \quad (7)$$

Onde E_s é a energia total em ergs. Portanto a cada unidade de magnitude, a energia do sismo aumenta por um fator de 10.

2.1.2 Atenuação Sísmica

A distância do epicentro até a estação propicia um decréscimo de energia sísmica através do esforço ao qual o solo é submetido representando efeitos de atenuação elástica e inelástica (Figura 3).

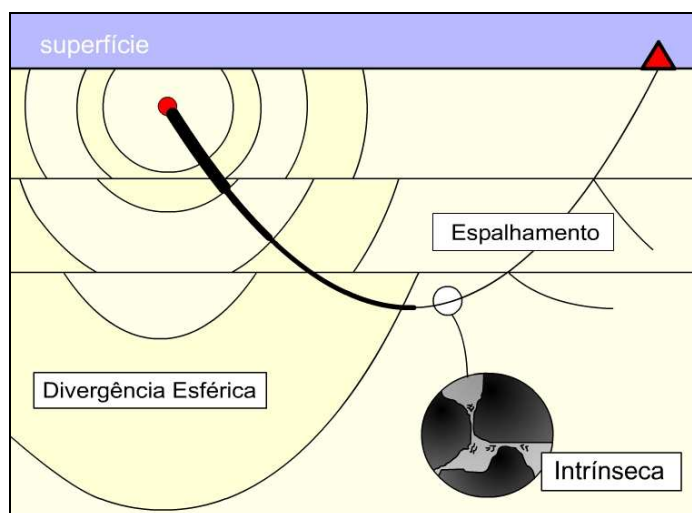


Figura 3. Tipos de atenuação envolvidos no caminho da onda do hipocentro (círculo vermelho) até a estação (triângulo vermelho). Atenuação elástica: divergência esférica e espalhamento. Atenuação inelástica: intrínseca, devido ao atrito entre os grãos da rocha dissipando calor, é muito pequena.

As relações de atenuação da energia sísmica devem representar o movimento do terreno, provocado pelas vibrações das ondas sísmicas, como uma função de parâmetros apropriados. Desta forma, utilizando um relacionamento empírico ou teoricamente forçado. A magnitude, distância epicentral e outros parâmetros relevantes devem ser selecionados de forma consistente com aqueles utilizados para caracterizar a fonte dos sismos utilizados (CAMPBELL, 2009).

Os dados macrossísmicos utilizados para determinar a intensidade podem ser utilizados, de acordo com Campbell (2009), para estimar funções de atenuação nas regiões onde não existam dados instrumentais. Segundo esse autor, os dados de intensidade sísmica podem ser usados, se disponíveis, pelo menos qualitativamente para verificar se a função de atenuação calculada é representativa da região de estudo.

Uma função de atenuação é uma equação matemática que relaciona as vibrações sensíveis do solo com um ou mais parâmetros do sismo, como caminho de propagação da onda e as condições locais do sitio onde é medido.

Existem diversos métodos que são utilizados para determinar uma relação ou função de atenuação, os quais variam de acordo com os dados utilizados da seguinte forma (CAMPBELL, 2009):

- **Métodos empíricos**, derivados de registros de acelerógrafos (*Strong-motion seismographs*).
- **Métodos estocásticos**, derivados de simulações estocásticas do movimento do terreno utilizando modelos sismológicos relativamente simples.
- **Métodos teóricos**, derivados de simulações dinâmicas e cinemáticas do movimento do terreno utilizando modelos sismológicos relativamente complexos.
- **Métodos empíricos híbridos**, modificando relações empíricas de atenuação de uma região para usar em outra se baseando em funções de transferência sismológicas, usualmente derivadas usando métodos estocásticos.

Com base num modelo estocástico de excitação da fonte e um modelo de efeitos da trajetória que considera uma onda de raios múltiplos em um modelo da crosta de camadas horizontais, Toro et al. (1997) apresenta em seu trabalho a seguinte equação:

$$\ln Y = C_1 + C_2(M - 6) + C_3(M - 6)^2 - C_4 \ln R_M - (C_5 - C_4) \max \left[\ln \left(\frac{R_M}{100}, 0 \right) \right] - C_6 R_M + \varepsilon_e + \varepsilon_a \quad (8)$$

$$R_M = \sqrt{R_{jb}^2 + C_7^2} \quad (9)$$

Onde Y é a aceleração máxima do terreno ou *peak ground acceleration* (PGA, em unidades de g), C_1 até C_7 são constantes a serem determinadas a partir dos resultados da modelagem, M pode ser magnitude de momento ou a magnitude L_g , e R_{jb} é a menor distância horizontal até o hipocentro (km). ε_e e ε_a são as incertezas

que a relação de atenuação carrega consigo, levando em conta as variações na determinação empírica dos parâmetros sísmicos usados para este fim.

Os principais parâmetros que são levados em consideração na elaboração do modelo estocástico por Toro et al. (1997) são: Profundidade focal, atenuação inelástica crustal, estrutura de velocidade crustal.

Os tipos de incertezas que normalmente são levadas em consideração nos estudos de perigo ou de risco sísmico são:

- **Incerteza epistêmica:** Incerteza que é devida ao conhecimento e dados incompletos a respeito da física envolvida na ocorrência do terremoto. A incerteza epistêmica pode, em princípio, ser diminuída pela aquisição de informações adicionais;

- **Incerteza aleatória:** Incerteza inerente a natureza imprevisível de futuros eventos. Representa o único detalhe da resposta da fonte, da trajetória e do sítio que não pode ser quantificada antes da ocorrência de um sismo. Neste quesito um fator importante é a característica da geologia local ao redor das estações (sítio) que podem amplificar o PGA. É possível se obter estimativas melhores desta incerteza pela utilização de dados adicionais.

As incertezas são calculadas da seguinte forma:

$$\sigma_e(M) = 0,34 + 0,07(M - 6) \quad (8.1)$$

$$\sigma_a(M, R) = \sqrt{\sigma_a(M)^2 + \sigma_a(R)^2} \quad (8.2)$$

A incerteza epistêmica depende apenas da magnitude enquanto que a incerteza aleatória depende da magnitude e da distância. A incerteza aleatória referente à magnitude é mostrada na Tabela 2, bem como a incerteza aleatória referente à distância. Os valores intermediários aos valores críticos da Tabela 2 devem ser calculados por interpolação linear.

Tabela 2. Tabela de valores críticos da Incerteza Aleatória. Dependência com magnitude e distância. Valores intermediários são obtidos por interpolação linear.

Valores da Incerteza Aleatória dependente da magnitude			Valores da Incerteza Aleatória dependente da Distância			
Magnitude	5	6	7,5	Distância	< 5 km	> 20 km
σ	0,58	0,58	0,44	σ	0,54	0,20

Se os valores do PGA de vários eventos de mesma magnitude fossem calculados, a uma mesma distância, eles seguiriam uma distribuição probabilística log-normal (TORO et al., 1997). A incerteza epistêmica leva em consideração essa distribuição. Toro et al. (1997) utiliza uma combinação da incerteza epistêmica e aleatória como uma incerteza total ou simplesmente *incerteza*.

As constantes da equação (8) que mais de adéquam para a região Noroeste da Província Borborema são escolhidas da Tabela 3 (linha sublinhada em azul).

Tabela 3. Valores numéricos para os coeficientes da Eq. 8 sugeridos por Toro et al. (1997).

Coefficients of Attenuation Equations															
Freq. (Hz)	Median		Weight=0.046		Weight=0.454		Weight=0.454		Weight=0.046		Median and all cases				
	C_1	C_2	C_1	C_2	C_1	C_2	C_1	C_2	C_1	C_2	C_3	C_4	C_5	C_6	C_7
Midcontinent, equations using Lg Magnitude															
0.5	-0.97	2.52	-1.83	2.29	-1.24	2.45	-0.69	2.60	-0.10	2.76	-0.47	0.93	0.6	0.0012	7.0
1	-0.12	2.05	-0.94	1.86	-0.38	1.99	0.14	2.11	0.70	2.23	-0.34	0.90	0.59	0.0019	6.8
2.5	0.90	1.70	0.10	1.53	0.64	1.64	1.15	1.75	1.69	1.86	-0.26	0.94	0.65	0.0030	7.2
5	1.60	1.24	0.80	1.07	1.35	1.18	1.85	1.29	2.39	1.40	0.00	0.98	0.74	0.0039	7.5
10	2.36	1.23	1.57	1.07	2.11	1.18	2.62	1.28	3.16	1.39	0.00	1.12	1.05	0.0043	8.5
25	3.54	1.19	2.75	1.03	3.29	1.14	3.79	1.24	4.34	1.35	0.00	1.46	1.84	0.0010	10.5
35	3.87	1.19	3.08	1.03	3.62	1.14	4.12	1.24	4.66	1.35	0.00	1.58	1.9	0.0005	11.1
PGA	2.07	1.20	1.27	1.04	1.81	1.15	1.25	1.25	2.86	1.36	0.00	1.28	1.23	0.0018	9.3

Vale salientar que esta é apenas uma tabela de constantes, para regiões intraplaca utilizando a escada L_g de magnitude. Toro et al. (1997) exhibe em seu trabalho outras configurações de constantes em função da escala de magnitude ou região.

Como o Brasil ainda não tem estudos relacionados à criação de um modelo estocástico como este, será utilizado como base o modelo de Toro et al. (1997). Apesar de ter sido desenvolvido para a região central e nordeste dos estados

unidos, é o modelo que mais se aproxima das condições tectônicas da Província Borborema.

2.1.3 A Área de Estudo

Inicialmente, a área da Figura 4 foi escolhida. Juntos, os eventos da Figura 4 e da Figura 1 totalizam uma boa quantidade de eventos. Porém, os eventos da Figura 4 não puderam ser usados em sua totalidade por causa das restrições de distância tanto da escala de magnitudes como do modelo de atenuação.

Deste modo, é necessário respeitar o intervalo de distância no qual a escala m_R trabalha. Neste caso, de 200 até 1500 km. Em relação ao modelo de atenuação, é necessário permanecer dentro da área para qual o ele se aplica, ou seja, até 500 km.

Devido à escassez de estações na área de estudo, a estação AGBR (aprox. 744 km) também será utilizada. A utilidade de seus registros será discutida na seção de resultados.

Com a redução da área de estudo, os eventos que passaram a ser utilizados estão os mostrados na Figura 1. Nela podem-se perceber três fontes de eventos, uma próxima à estação SBBR, outra mais ao norte e outra próxima à estação PFBR.

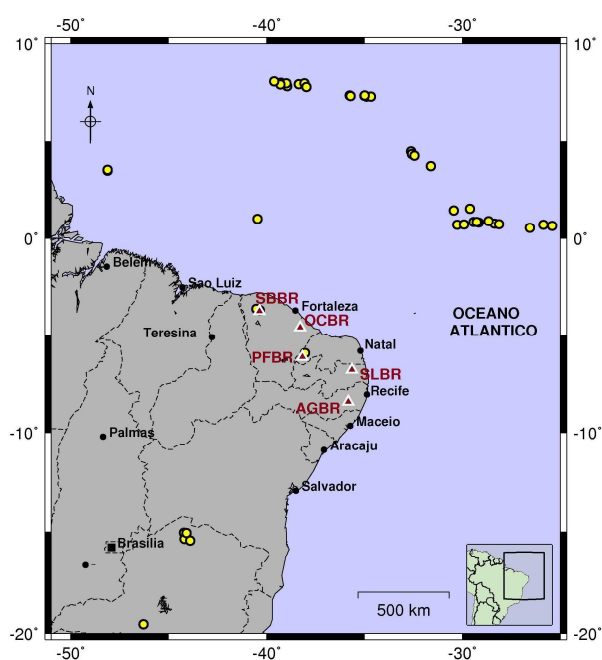


Figura 4. Área de estudos inicial. Sem estes eventos (amarelo) da dorsal meso-oceânica, o número de eventos utilizados no trabalho diminui consideravelmente. Estações utilizadas em vermelho.

2.1.4 Como os Eventos são Registrados

Sismômetros são equipamentos que medem as vibrações do solo onde estão instalados. Antigamente, os mais usados eram sismômetros de período curto e de período longo, e recentemente foram substituídos por sismômetros de banda larga.

Juntamente com o sismômetro, funciona o registrador que, dependendo das configurações, converte sinais e envia para um computador remoto.

No caso deste trabalho foram usados o sismômetro *KS-2000* e o registrador *SMART-24R* fabricados pela empresa *Geotech Instruments*. Eles têm as seguintes características particulares, seguidas de um exemplo ilustrativo: *sensibilidade, saída padrão em volts, intervalo de respostas de frequências, conversão de dados, ganhos*, entre outras.

A escala padrão de saída do sismômetro pode ser escolhida entre 5, 20 ou 40 volts pico a pico. Por exemplo, varia de 20 negativo até 20 positivo para 40 V pico a pico.

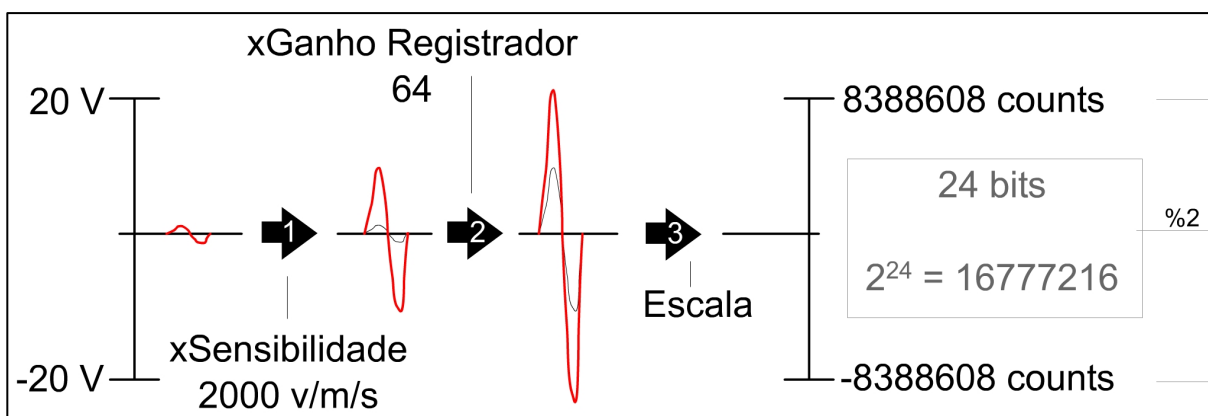


Figura 5. Etapas da amplificação e conversão de escala de uma onda sísmica: A onda é inicialmente registrada numa escala de 40 V pico a pico. Etapa 1: O sinal anterior é multiplicado pela sensibilidade do sismômetro, este valor geralmente faz com que a escala alcance um valor da ordem de 10^4 Volts. Etapa 2: O sinal anterior é multiplicado pelo ganho do registrador, este valor geralmente faz com que a escala alcance um valor da ordem de 10^6 Volts. Etapa 3: Apenas a escala é modificada, seus limites serão determinados pelo número de bits com que o registrador trabalha.

O valor de amplitude gerado por uma onda é multiplicado pela *sensibilidade do aparelho* (em V/m/s). Isso é mostrado na Figura 5, etapa 1.

Em relação ao registrador, ele aplica um *ganho* (geralmente apenas uma multiplicação, etapa dois da Figura 5) e pode converter o valor em *counts*, dependendo das configurações. A conversão em counts depende da quantidade de *bits* com que o registrador trabalha (etapa três, Figura 5).

O importante é saber converter uma escala em outra, de volts para counts e vice-versa.

A Figura 5 mostra um exemplo onde:

- A escala padrão de saída do sismômetro é de 40 volts pico a pico;
- A sensibilidade do sismômetro é de 2000 V/m/s;
- O registrador faz conversão utilizando 24 bits;
- A escala em counts tem 2^{24} counts pico a pico;
- O ganho do registrador é de 64 vezes;
- Sob estas condições, um volt equivale a 419430,4 counts. Um *bit-length* equivale a um sobre este valor.

Os valores utilizados no exemplo correspondem aos parâmetros reais dos sismômetros e registradores utilizados neste trabalho. Todos os valores descritos acima podem ser encontrados nos manuais dos respectivos aparelhos. É importante lembrar que em certos registradores o *bit-length* não corresponde à simples regra de três, feita no exemplo. Neste caso, o manual indicará o valor correto. Isso ocorre porque às vezes ele não precisa utilizar todos os bits para retratar um pulso de tamanho relativamente pequeno.

As estações foram instaladas tomando-se os seguintes cuidados na instalação, quando possível: estar localizada a, pelo menos, 5 km de estradas movimentadas; estar sobre rocha sã de afloramento pré-cambriano; estar próxima da sede de uma fazenda ou moradia; possuir de preferência acesso à internet; testar instrumentalmente o nível de ruído para verificar a conexão da rocha com o embasamento (FUCK, 2007).

2.1.5 Análise dos Sismogramas

A análise do registro das ondas de um terremoto é muito importante, pois a partir dele são obtidos parâmetros hipocentrais, valores de magnitude, movimento das partículas do solo, entre outros.

As ondas de corpo P (primária, compressional) e S (secundária, transversal) devem ser identificadas e lidas com cuidado, pois a partir do momento de chegada delas (t_p e t_s) é possível calcular a distância epicentral (Δ) do evento pela seguinte fórmula, conhecendo os valores da velocidade das ondas V_P e V_S :

$$t_s - t_p = \Delta \frac{(V_P - V_S)}{V_P V_S} \quad (10)$$

Lembrando que a velocidade da onda S é aproximadamente $1/\sqrt{3}$ da velocidade da onda P nas camadas mais superficiais da crosta terrestre. Na Eq. 10 os valores de V_P e de V_S são extraídos do modelo de velocidades IASP91 (Kennet & Engdahl, 1991). Para distâncias epicentrais muito grandes, uma pequena variação de marcação das ondas P e/ou S gera uma diferença muito grande na distância calculada. A Figura 6a mostra um exemplo do programa WAP (*Wave Analysis Program*) com registro contínuo de uma hora na estação OCBR, nenhum filtro aplicado e sem marcações P e S. O programa WAP foi desenvolvido na empresa BERROCAL & ASSOCIADOS em 2008.

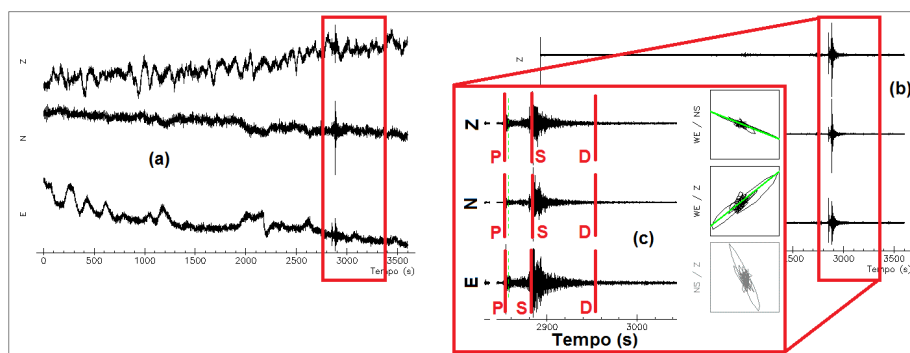


Figura 6. Exemplo da utilização do programa WAP: (a) registro bruto durante 1 hora, (b) mesmo registro após filtragem, (c) Aproximação no evento principal e determinação das chegadas das ondas P e S e Duração. Retas verdes correspondem à análise da movimentação da partícula baseada numa janela de tempo escolhida pelo usuário.

Aplicando um filtro passa-banda (1 Hz até 10 Hz) torna-se visível a presença de um evento por volta de 15h46m, e obtemos o resultado observado na Figura 6b. A ferramenta de zoom permite a marcação das chegadas das ondas P e S com precisão, e também permite delimitar um intervalo de tempo no qual será feita a análise da movimentação de partículas durante a passagem da onda P ou S, para que seja calculado a direção e o sentido de propagação das ondas. A duração (momento no qual a amplitude do registro volta a ser o dobro do ruído anterior ao evento) também pode ser marcada. Todos os conceitos acima estão mostrados na Figura 6c.

Portanto, com a direção, o sentido e a distância, estas grandezas podem ser utilizadas para calcular a localização do epicentro (como é mostrado na Figura esquemática 7).

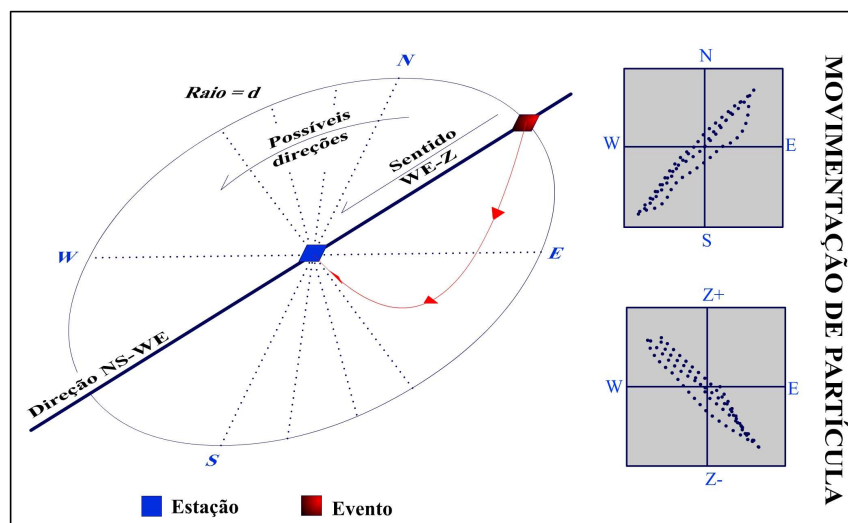


Figura 7. Esquema mostrando a localização do epicentro do evento com os valores de distância (d), direção e sentido (a partir da movimentação de partículas). Para um evento de profundidade muito pequena.

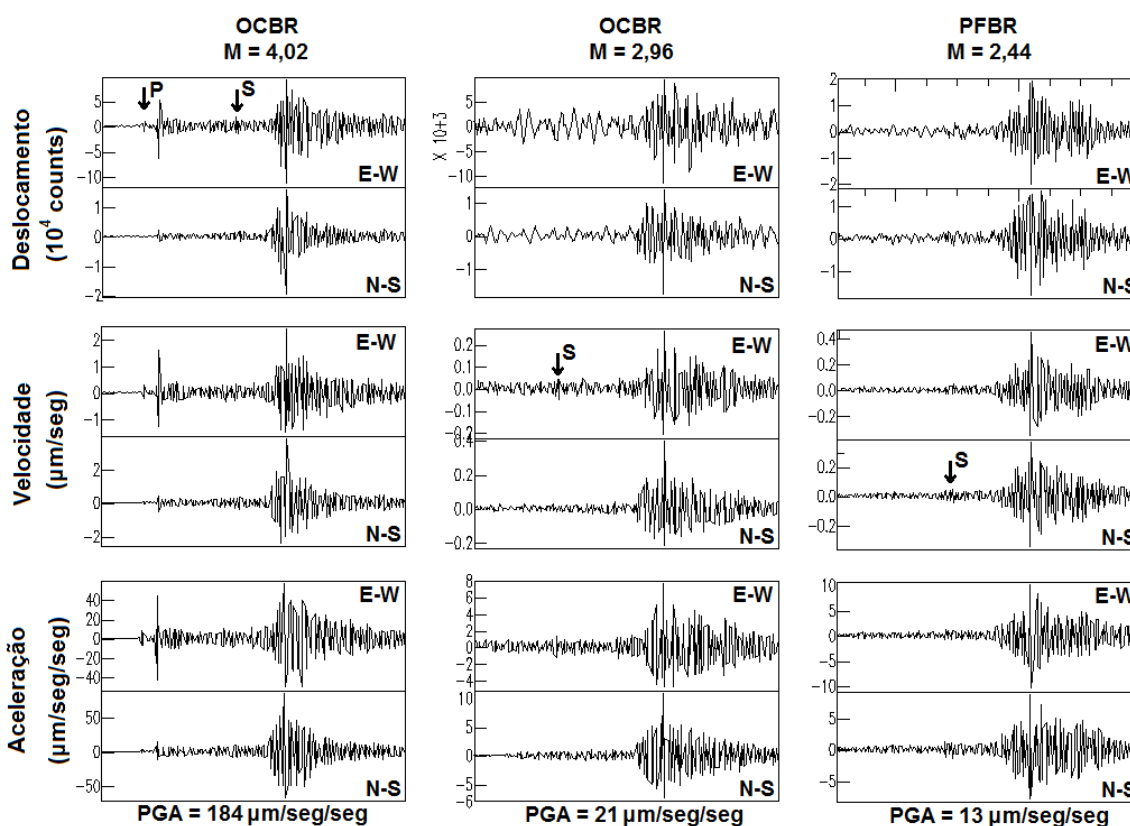


Figura 8. Sismograma de deslocamento, velocidade e aceleração para 3 eventos deste estudo. Soma quadrática das acelerações máximas das componentes Leste-Oeste e Norte-Sul foi tomada como PGA. As localizações P e S correspondem às ondas primárias e secundárias. Colocadas na figura apenas pra noção de quais ondas estão mostradas. Opção QDP (*quick dirty plot*), do programa SAC, ativada.

Para o cálculo dos PGA's foram utilizadas as ondas superficiais. Em relação à medida de PGA, é importante salientar que as ondas superficiais originadas da fonte sísmogênica de Sobral incidem nas duas componentes horizontais. Deste modo, para medir o PGA correto, deve-se fazer uma soma quadrática dos PGA's das componentes horizontais (Leste-Oeste e Norte-Sul).

A Figura 8 mostra três exemplos de medida de PGA. Estas medidas foram feitas com mais cautela, utilizando a ferramenta de aproximação para uma medida mais exata com o programa SAC (*Seismic Analysis Code*). Estes sismogramas foram filtrados devidamente de forma a realçar somente as ondas superficiais.

2.2 Procedimentos práticos

O procedimento prático pode ser enumerado da seguinte forma:

1) Delimitar uma região de estudo

A Figura 1 mostra a área de estudo escolhida. Após a filtragem de dados pela limitação de distância dos modelos (eliminação da maioria dos eventos da Figura 4).

2) Encontrar eventos dentro da região

Esta etapa poderia ter sido feita de duas formas. Buscando os eventos em uma base de dados ou analisando todos os registros das estações, hora a hora. As duas opções foram utilizadas para o maior número possível de dados. Foram escolhidos eventos de magnitude maior que 1,7 m_b . Para mais informações sobre os eventos, ver Anexo B.

3) Determinar a magnitude destes eventos

A magnitude é um parâmetro muito importante a ser determinado, pois terá papel fundamental na análise da equação de atenuação. A escala escolhida foi a m_R (ASSUMPÇÃO, 1983). Foram utilizadas as leituras de máxima amplitude pico a pico da onda de corpo primária da componente vertical, em velocidade.

4) Determinar o PGA destes eventos

O PGA é determinado medindo as máximas amplitudes pico a pico das ondas superficiais horizontais, em aceleração (utilizando o comando *transfer/polezero* do programa SAC). Tem unidades de gravidade (cm/seg/seg).

5) Encontrar a relação de atenuação

Uma vez determinadas as magnitudes, e PGA, a regressão não linear é feita. A partir das constantes da Tabela 3, as constantes para a região Nordeste da Província Borborema são determinadas.

3 Resultados

As magnitudes dos eventos utilizados neste trabalho foram calculadas e são exibidas graficamente na Figura 9a, o evento de maior magnitude está localizado no Oceano Atlântico, na porção norte da Figura 1 e é o único originado de uma região diferente dos outros (será chamado de evento número 100 de agora em diante). A magnitude média (média das magnitudes de cada estação utilizada) é mostrada na Figura 9b. A Tabela 4 apresenta os resultados obtidos em relação ao PGA de cada evento.

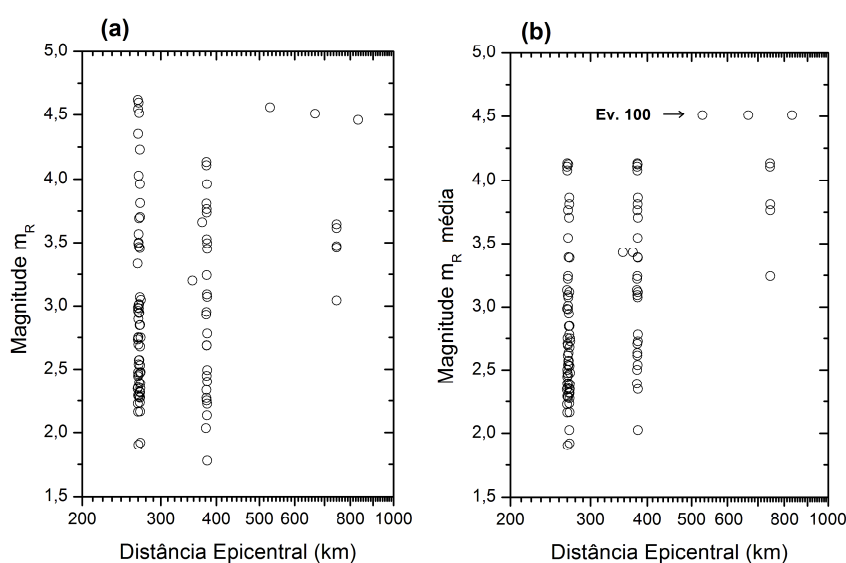


Figura 9. Distribuição de magnitudes (m_R) por distância epicentral: (a) distribuição de valores originais de magnitude, (b) distribuição de valores médios de magnitude.

Tabela 4. Resultados obtidos para intervalos de magnitudes e de PGA's dos eventos utilizados.

Nº Agrupamento	Intervalo Magnitudes	Nº Dados	Intervalo Distância (km)	Intervalo PGA (cm/seg/seg)
1	4,08~4,50	11	266,63~832,56	$1,10 \times 10^{-06} \sim 8,84 \times 10^{-05}$
2	3,71~3,86	10	267,73~745,57	$7,76 \times 10^{-06} \sim 1,25 \times 10^{-04}$
3	3,22~3,55	11	267,51~745,30	$1,75 \times 10^{-06} \sim 1,89 \times 10^{-05}$
4	3,01~3,13	9	266,45~381,51	$1,60 \times 10^{-06} \sim 6,67 \times 10^{-06}$
5	2,70~2,99	13	266,57~381,53	$4,04 \times 10^{-07} \sim 2,61 \times 10^{-06}$
6	2,48~2,69	16	266,82~281,21	$3,34 \times 10^{-07} \sim 1,56 \times 10^{-06}$
7	2,31~2,46	14	266,29~381,62	$2,19 \times 10^{-07} \sim 7,92 \times 10^{-07}$
8	1,90~2,29	12	266,54~381,53	$1,11 \times 10^{-07} \sim 8,65 \times 10^{-07}$

A partir dos valores de magnitude da Figura 9a, Figura 9b, de PGA da Tabela 4, os gráficos de PGA por magnitude foram elaborados (Figura 10a, Figura 10b). Serão discutidos mais adiante.

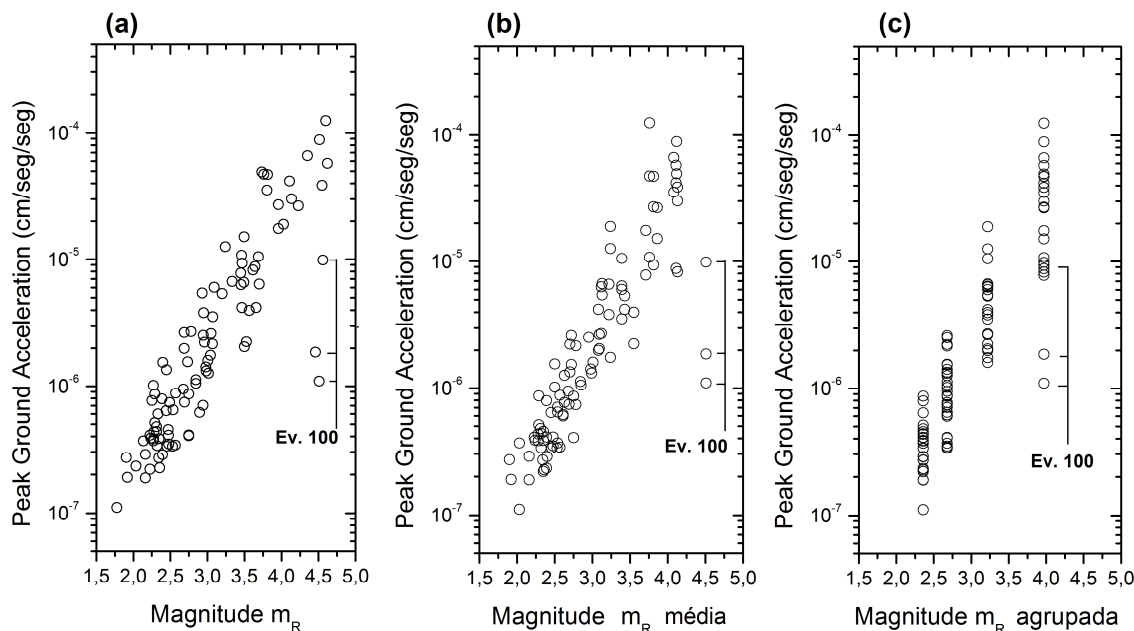


Figura 10. Distribuição de PGA pela magnitude (m_R). (a) Distribuição de valores originais de magnitudes. (b) Distribuição de valores médios de magnitude. (c) Distribuição agrupada para avaliação da relação de atenuação determinada.

O evento número 100 foi removido da regressão, o motivo será explicado na próxima seção. Para realizar a regressão, todos os pontos de PGA foram exibidos graficamente em função das distâncias hipocentrais (Figura 11). A regressão em questão tem uma variável que depende de outras duas, magnitude e distância, ambas independentes. Com o programa *Origin*, esta regressão não-linear de duas variáveis foi executada, utilizando como base a equação de Toro et al. (1997) da seguinte forma:

$$Y = e^{(a+b(M-6)-c \ln x - fx)} \quad \text{para } x < 100 \text{ km} \quad (11)$$

$$Y = e^{(a+b(M-6)-c \ln x - (d-c) \ln(x/100) - fx)} \quad \text{para } x > 100 \text{ km} \quad (12)$$

Onde Y é o PGA (em unidades de g), M é a magnitude m_R , x é a distância e a , b , c , d e f são constantes a serem determinadas. No momento, a estação SBBR não pôde ser usada pela sua proximidade da fonte (aprox. 20 km). Portanto, não existem estações a menos de 100 km da fonte e apenas a Eq. 12 será considerada. Os

parâmetros iniciais utilizados na regressão foram os mais apropriados para a região do nordeste do Brasil (Tabela 3). A regressão foi feita na seguinte seqüência:

- 1) Os parâmetros b , c , d e f foram fixados, e a foi iterado 100 vezes;
- 2) Os parâmetros a , c , d e f foram fixados, e b foi iterado 100 vezes;
- 3) Os parâmetros a e b foram fixados, e c , d e f foram iterados 100 vezes;
- 4) O procedimento se repetiu até que não fosse mais observada variação.

Desta forma foi obtida a curva da Figura 11, incluindo as constantes determinadas neste trabalho para a relação de atenuação da região NW da Província Borborema (Eq. 13):

$$\ln Y = 1.82769 + 2.05647(M - 6) - 1,33367 \ln x - (0,85952 - 1,33367) \ln\left(\frac{x}{100}\right) - 0,00208x \quad (13)$$

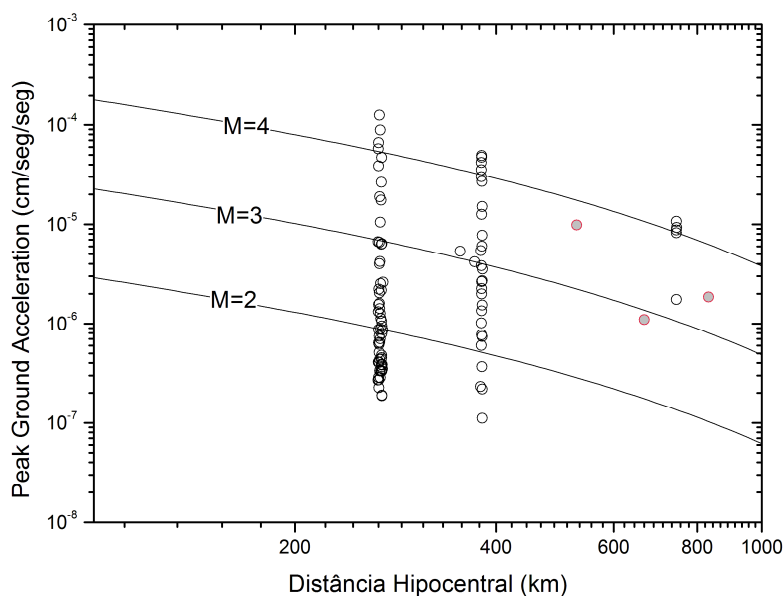


Figura 11. Curvas de relação de atenuação obtida neste trabalho para as magnitudes 2,0, 3,0 e 4,0. Os pontos do evento 100 foram removidos (círculos cinza).

As curvas da Figura 11 mostram que o ajuste passa pelo conjunto de pontos, lembrando que os PGA's foram calculados para magnitudes entre 1,90 e 4,50 m_b .

4 Discussão dos Resultados

Na Figura 9 é possível notar três linhas verticais de magnitudes. Estas linhas correspondem às estações utilizadas mais próximas da fonte sismogênica de Sobral (OCBR, PFBR e AGBR). O ideal em trabalhos de desenvolvimento de relações de atenuação é que esta distribuição seja horizontal e não vertical. Ou seja, eventos registrados em um número muito grande de estações, localizadas a diversas distâncias. Apesar disso, com as quatro estações deste estudo, foi definida uma relação preliminar de atenuação para a região NW da Província Borborema.

Os eventos utilizados no trabalho concentram-se na fonte sismogênica de Sobral-CE, porém além destes eventos foram utilizados mais dois eventos originados de outras fontes. Um deles está Oceano Atlântico (evento 100) e outro muito próximo à estação PFBR. O segundo mostrou um comportamento de PGA similar aos da fonte sismogênica de Sobral-CE. Já o evento localizado no Oceano Atlântico mostrou valores de PGA bem menores que os outros. Por esse motivo foi excluído. Caso o número de eventos da fonte do evento 100 fosse expressivo, poderia ser feita uma divisão dos dados e a obtenção de mais de uma curva. Exatamente como é feito do trabalho de Toro et al. (1997), dividindo as regiões em região de golfo ou intraplaca.

A Figura 10a mostra uma tendência linear (na escala log-linear) dos valores de PGA em função das magnitudes lidas em cada estação. É um bom caso para se exemplificar o espalhamento dos pontos, ao redor de uma reta média, parte deste espalhamento está relacionado à incerteza epistêmica. Ou seja, à distribuição probabilística log-normal do PGA para dada magnitude. A outra parte do espalhamento ao redor da reta está relacionado com incerteza aleatória, que quantifica os erros de leitura dos dados do sismograma e todos os outros parâmetros físicos que não são levados em consideração no modelo de atenuação

proposto por Toro et al (1997). A Figura 12 mostra hipoteticamente melhor esse conceito:

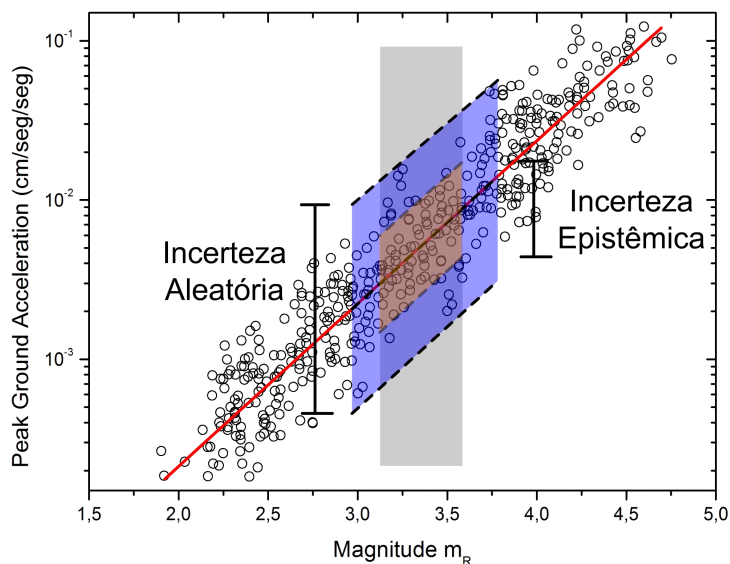


Figura 12. Figura exemplificando hipoteticamente a relação das incertezas epistêmica (laranja) e aleatória (azul) com o espalhamento dos PGAs.

Para verificar se a equação determinada representa corretamente as medidas empíricas o ideal seria exibir, no mesmo gráfico, os valores de PGA de certa magnitude juntamente com a equação referente a esta magnitude. Mas como não temos diversos eventos de mesma magnitude, os eventos foram agrupados como mostra a Figura 10c. Estas curvas são mostradas na Figura 13.

Devido às limitações de distância do modelo, para os sismo da fontes sismogênica de Sobral-CE só puderam ser usadas as estações OCBR (aprox. 260 km), PFBR (aprox. 380 km) e AGBR (aprox. 740 km). A utilização da estação AGBR ficou inicialmente comprometida, já que está situada a mais de 500 km da fonte sismogênica de Sobral-CE. Porém os resultados de PGA para esta estação mostraram-se bem coerentes. Portanto foram incorporados aos resultados.

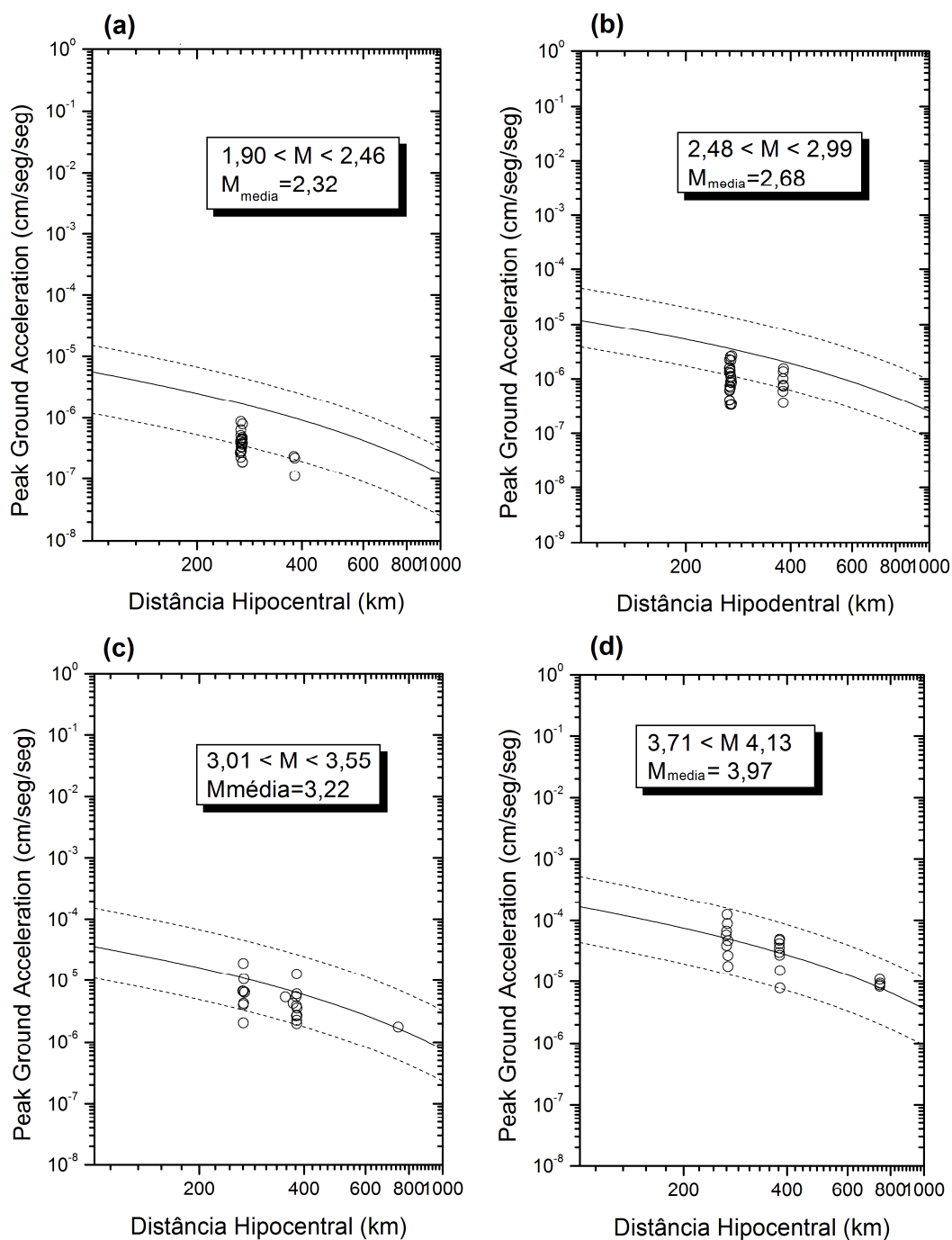


Figura 13. Curva obtida comparada com os intervalos dos sismo utilizados. A incerteza exibida é composta pela soma da incerteza aleatória e epistêmica.

Levando em consideração as incertezas (epistêmicas e aleatórias), os PGA's mostraram um bom comportamento ao redor da curva determinada, principalmente para curvas de magnitudes maiores (Figura 13c, 13d). Durante a etapa de ajustes foi

possível perceber que as constantes determinadas influenciam na função de atenuação da seguinte forma:

- a) Esta constante a , influencia na posição vertical da curva diretamente e não relaciona-se com o valor da magnitude nem da distância hipocentral;
- b) A constante b , também influencia na posição vertical da curva e relaciona-se com o valor da magnitude;
- c) A constante c , também influencia na posição vertical da curva e, principalmente, no formato da curva. Relaciona-se com a distância hipocentral;
- f) A constante d , também influencia na posição vertical da curva e, principalmente, no formato da curva. Relaciona-se com a distância hipocentral;
- g) A constante f , também influencia na posição vertical da curva e, principalmente, no formato da curva. Relaciona-se com a distância hipocentral;

A Figura 14 mostra uma comparação entre as curvas com parâmetros sugeridos por Toro et al. (1997) (Tabela 3) e as curvas obtidas neste estudo.

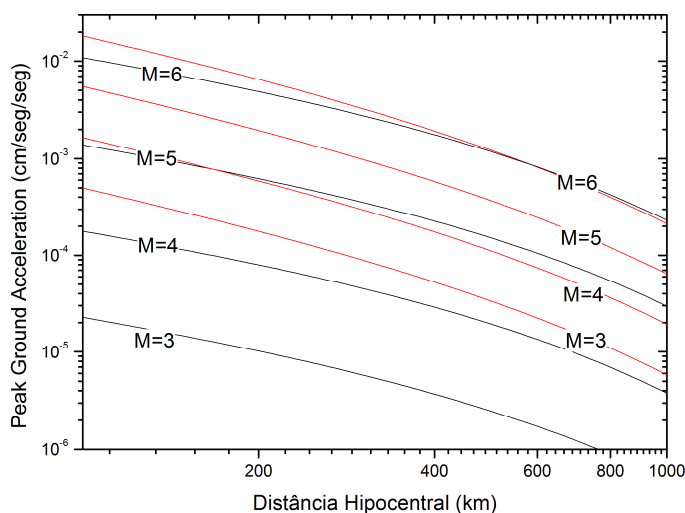


Figura 14. Comparação entre as curvas obtidas neste trabalho (em preto) com as curvas de Toro et al. (1997) (em vermelho).

5 Conclusão

O objetivo de adequar empiricamente a equação sugerida por Toro et al. (1997) para a região da Província Borborema, foi realizado com sucesso a partir de 100 eventos registrados em 4 estações. A maior quantidade dos sismos utilizados ocorreu na fonte sismogênica de Sobral-CE, nos dias 29 de fevereiro e 17 de fevereiro de 2008.

As relações de atenuação obtidas ofereceram um melhor ajuste aos pontos de magnitudes maiores ($m_R > 3,5$) dos sismos utilizados neste trabalho. Mas para os de magnitudes menores, os pontos não estão totalmente fora da incerteza do ajuste. Como Toro et al. (1997) baseou-se em eventos no intervalo de 5 até 8 de magnitude L_g pode-se dizer que, para este trabalho, há uma confiança maior nas curvas de magnitudes mais elevadas (a partir de 3,5 m_R). Ou seja, para magnitudes muito inferiores a 5,0 (m_R menor que 3,5), a curva determinada neste trabalho fica muito afastada das curvas correspondentes de Toro et al. (1997). Este afastamento possivelmente é causado pela limitação de magnitude imposta por Toro et al. (1997) de modo que não fornecem curvas apropriadas para magnitudes pequenas, sendo assim as curvas obtidas neste trabalho são mais confiáveis.

O número de estações da RSB é um fator limitante na determinação da curva de atenuação, que deverá ser atualizada com a instalação de novas estações. Uma das contribuições mais importantes deste trabalho é a metodologia empregada para a obtenção da relação de atenuação, que poderá ser utilizada por outros autores.

A partir deste trabalho é plausível levantar possibilidades para trabalhos futuros. Por exemplo, o desenvolvimento de um modelo de atenuação próprio para a região Nordeste do Brasil utilizando dados da RSB operando com capacidade total de 46 estações espalhadas por toda a região Nordeste. Para isto será necessário que ocorram, no intervalo de funcionamento desta rede, eventos sísmicos de magnitude convenientes para poderem ser utilizados na obtenção de uma relação de atenuação mais representativa. Outra sugestão é a análise da aceleração como vibração máxima, porém no domínio da frequência. Ou seja, uma análise espectral do PGA.

O ajuste a partir dos valores brutos de PGA poderia ser feito com o logaritmo destes valores. Desta forma a equação de Toro et al. (1997) seria utilizada de forma mais correta, em relação às incertezas de cada parâmetro (sem aplicar o logaritmo neperiano da Eq. 11).

Os eventos originados da fonte sismogênica de Sobral e de magnitudes maiores ($m_R > 3,5$), saturavam o sismograma de registro da estação SBBR. Por esse motivo os valores de PGA destes eventos não puderam estar presentes na análise da relação.

A estação RCBR, que pertence à uma rede sismográfica internacional, poderia ser utilizada para verificar se a previsão de valores de aceleração máxima estão corretos.

6 Referências bibliográficas

- ASSUMPÇÃO, M. A regional magnitude scale for Brazil. **Bulletin of Seismological Society of America**, Estados Unidos, v. 73, n. 1, p. 237-246, 1983.
- BERROCAL, J.; ASSUMPÇÃO, M.; ANTEZANA, R.; DIAS NETO, C.M.; ORTEGA,R.; FRANÇA, H.; VELOSO, J.A.V. **Sismicidade do Brasil**. 1ª ed. São Paulo: Instituto Astronômico e Geofísico,1984. 320p.
- BERROCAL, J.; FERNANDES, C.; BUENO, A. SEIXAS, N.; BASSINI, A. Seismic Activity in Monsuaba (State of Rio de Janeiro), Brazil, Between 1988 December and 1989. **Geophysical Journal International**, p. 73-82, 1993.
- BIZZI, L. A.; SCHOBENHAUS, C.; GONÇALVES, J. H.; VIDOTTI, R. M.; GONÇALVES, J. H. Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil: Texto, Mapas & SIG. **CPRM – Serviço Geológico do Brasil**, p. 264-274, 2003.
- BRITO NEVES, B. B.; SANTOS, E. J.; VAN SCHMUS, W. R. Tectonic history of the Borborema Province, northeastern Brazil. In Cordani, U.G., Milani, E.J., Thomaz Filho, A., Campos, D.A. Tectonic Evolution of South America. INTERNATIONAL GEOLOGICAL CONGRESS, 31., 2000, Rio de Janeiro. p. 151-182.
- CAMPBELL, K. W. IAEA DS422 Safety Guide-Evaluation of the Ground Motion Hazard – Ground Motion Prediction Models: Attenuation Relationships. In: IAEA-ISSC and NATIONAL ATOMIC ENERGY COMMISSION, ARGENTINA “REGIONAL EXPERTS MEETING ON SEISMIC HAZARDS FOR NUCLEAR INSTALLATIONS”, 2009, Buenos Aires.
- ESCALA DE MERCALLI MODIFICADA (1956). Centro de Vulcanologia e Avaliação de Riscos Geológicos (Portugal). Disponível em: <http://www.cvarg.azores.gov.pt/Cvarg/CentroVulcanologia/atividadesismovulcanica/escalamercalli.htm>. Acesso em: 28 maio 2010.
- FUCK, R. Relatório Anual sobre o projeto Estudos Geotectônicos na província Borborema, apresentados ao CNPq, 2007.

- GUTENBERG, B.; RICHTER, C. F. Magnitude and energy of earthquakes. **Ann. Geofis.** v. 9, p. 1-15, 1956.
- KENNET, B. L. N.; ENGDAHL, E. R. Travel times for global earthquakes location and phase identification. **Geophysical Journal International.** v. 105, p. 429-465, 1991.
- ORIGIN, versão 7.0220, Origin Lab Corporation, USA, 1991-2002.
- TAPLEY, W. C.; TULL, J. E. SAC – Seismic Analysis Code – User Manual. Mail stop I-205, Livermore, CA, 94550, July, 1991.
- TEIXEIRA, H. A. C. Estudo da distribuição espacial da atividade sísmica ocorrida em Sobral, SE no primeiro semestre de 2008. São Paulo, 2010. 44 p.
- TORO, G.R.; ABRAHAMSON, N. A.; SCHNEIDER, J.F. A Model of Strong Ground Motions from Earthquakes in Central and Eastern North America: Best Estimates and Uncertainties. **Seismological Research Letters**, v. 68, n. 1, p. 41-57, 1997.

ANEXOS

ANEXO A- Escala de Mercalli modificada (1956), versão completa

Níveis de intensidade sísmica

I	Imperceptível	Não sentido. Efeitos marginais e de longo período no caso de grandes sismos.
II	Muito fraco	Sentido pelas pessoas em repouso nos andares elevados de edifícios ou favoravelmente colocadas.
III	Fraco	Sentido dentro de casa. Os objetos pendentes baloioçam. A vibração é semelhante à provocada pela passagem de veículos ligeiros. É possível estimar a duração, mas pode não ser reconhecido como um sismo.
IV	Moderado	Os objetos suspensos baloioçam. A vibração é semelhante à provocada pela passagem de veículos pesados ou à sensação de pancada de uma bola pesada nas paredes. Carros estacionados balançam. Janelas, portas e loiças tremem. Os vidros e as loiças chocam e tilintam. Na parte superior deste grau as paredes e as estruturas de madeira rangem.
V	Forte	Sentido fora de casa; pode ser avaliada a direção do movimento; as pessoas são acordadas; os líquidos oscilam e alguns extravasam; pequenos objetos em equilíbrio instável deslocam-se ou são derrubados. As portas oscilam, fecham-se ou abrem-se. Os estores e os quadros movem-se. Os pêndulos de relógio param ou iniciam ou alteram o seu estado de oscilação.
VI	Bastante forte	Sentido por todos. Muitos se assustam e correm para a rua. As pessoas sentem falta de segurança. Os pratos, as loiças, os vidros das janelas, os copos partem-se. Objetos ornamentais e livros caem das prateleiras. Os quadros caem das paredes. As mobílias movem-se ou tombam. Os estuques fracos e alvenarias de qualidade inferior (tipo D) fendem. Pequenos sinos tocam (igrejas e escolas). As árvores e arbustos são visivelmente agitados e ouve-se o respectivo ruído.
VII	Muito forte	É difícil permanecer em pé. É notado pelos condutores de automóveis. Objetos pendurados tremem. As mobílias partem. Verificam-se danos nas alvenarias de qualidade inferior (tipo D), incluindo fraturas. As chaminés fracas partem ao nível das coberturas. Queda de reboco, tijolos soltos, pedras, telhas, cornijas, parapeitos soltos e ornamentos arquitectónicos. Algumas fraturas nas alvenarias de qualidade intermédia (tipo C). Ondas nos tanques. Água turva com lodo. Pequenos desmoronamentos e abatimentos ao longo das margens de areia e de cascalho. Os grandes sinos tocam. Os diques de betão armado para irrigação são danificados.
VIII	Ruinoso	Afeta a condução dos automóveis. Danos nas alvenarias de qualidade intermédia (tipo C) com colapso parcial. Alguns danos na alvenaria de boa qualidade (tipo B) e nenhuns na alvenaria de qualidade superior (tipo A). Quedas de estuque e de algumas paredes de alvenaria. Torção e queda de chaminés, monumentos, torres e reservatórios elevados. As estruturas movem-se sobre as fundações, se não estão ligadas inferiormente. Os painéis soltos no enchimento de paredes são projetados. As estacarias enfraquecidas partem. Mudanças nos fluxos ou nas temperaturas das fontes e dos poços. Fraturas no chão húmido e nas vertentes escarpadas.
IX	Desastroso	Pânico geral. Alvenaria de qualidade inferior (tipo D) destruída; alvenaria de qualidade intermédia (tipo C) grandemente danificada, às vezes com completo colapso; as alvenarias de boa qualidade (tipo B) seriamente danificadas. Danos gerais nas fundações. As estruturas, quando não ligadas, deslocam-se das fundações. As estruturas são fortemente abanadas. Fraturas importantes no solo. Nos terrenos de aluvião dão-se ejeções de areia e lama; formam-se nascentes e crateras arenosas.
X	Destruidor	A maioria das alvenarias e das estruturas são destruídas com as suas fundações. Algumas estruturas de madeira bem construídas e pontes são destruídas. Danos sérios em barragens, diques e aterros. Grandes desmoronamentos de terrenos. As águas são arremessadas contra as muralhas que marginam os canais, rios e lagos; lodos são dispostos horizontalmente ao longo de praias e margens pouco inclinadas. Vias-férreas levemente deformadas.
XI	Catastrófico	Vias-férreas grandemente deformadas. Canalizações subterrâneas completamente avariadas.
XII	Cataclismo	Grandes massas rochosas deslocadas. Conformação topográfica distorcida. Objetos atirados ao ar. Jamais registrado no período histórico.

ANEXO B – Base de dados utilizada (sismos)**Tabela 5. Base de dados utilizada para este trabalho**

#	Data	Hora	Lat °	Long °	#	Data	Hora	Lat °	Long °
1	28/01/2008	15:46:52	-3,61	-40,52	50	29/02/2008	05:44:24	-3,60	-40,48
2	02/02/2008	22:36:32	-3,61	-40,52	51	29/02/2008	05:37:11	-3,61	-40,50
3	03/02/2008	15:03:07	-3,61	-40,51	52	29/02/2008	05:31:31	-3,60	-40,50
4	03/02/2008	18:11:06	-3,62	-40,52	53	29/02/2008	05:23:34	-3,61	-40,50
5	03/02/2008	21:41:37	-3,61	-40,52	54	29/02/2008	05:14:14	-3,60	-40,50
6	07/02/2008	00:30:23	-3,60	-40,51	55	29/02/2008	05:02:10	-3,60	-40,49
7	07/02/2008	18:55:27	-3,62	-40,52	56	29/02/2008	06:57:05	-3,61	-40,50
8	17/02/2008	01:57:42	-3,63	-40,52	57	29/02/2008	06:52:42	-3,62	-40,51
9	17/02/2008	04:14:42	-3,61	-40,51	58	29/02/2008	06:40:02	-3,61	-40,49
10	17/02/2008	06:33:03	-3,61	-40,51	59	29/02/2008	06:31:00	-3,61	-40,49
11	17/02/2008	09:19:14	-3,62	-40,52	60	29/02/2008	06:29:23	-3,62	-40,49
12	17/02/2008	10:33:58	-3,61	-40,53	61	29/02/2008	06:22:45	-3,61	-40,50
13	17/02/2008	11:28:04	-3,62	-40,53	62	29/02/2008	06:18:00	-3,61	-40,50
14	17/02/2008	13:33:32	-3,61	-40,52	63	29/02/2008	06:09:58	-3,61	-40,50
15	17/02/2008	14:06:42	-3,62	-40,53	64	29/02/2008	06:12:00	-3,61	-40,50
16	17/02/2008	16:29:41	-3,61	-40,52	65	29/02/2008	06:06:37	-3,60	-40,49
17	17/02/2008	22:33:35	-3,62	-40,52	66	29/02/2008	07:17:58	-3,60	-40,50
18	18/02/2008	01:39:56	-3,61	-40,52	67	29/02/2008	07:52:37	-3,60	-40,49
19	18/02/2008	04:25:52	-3,61	-40,52	68	29/02/2008	07:43:11	-3,59	-40,48
20	18/02/2008	09:44:41	-3,61	-40,52	69	29/02/2008	07:20:34	-3,61	-40,51
21	18/02/2008	14:54:39	-3,61	-40,52	70	29/02/2008	07:07:00	-3,61	-40,51
22	18/02/2008	16:17:18	-3,61	-40,53	71	29/02/2008	07:03:44	-3,61	-40,50
23	19/02/2008	03:46:33	-3,61	-40,52	72	29/02/2008	08:09:12	-3,61	-40,51
24	19/02/2008	10:13:39	-3,62	-40,52	73	29/02/2008	08:45:13	-3,61	-40,49
25	19/02/2008	13:10:33	-3,62	-40,52	74	29/02/2008	08:12:56	-3,61	-40,51
26	19/02/2008	16:36:48	-3,62	-40,53	75	29/02/2008	08:04:37	-3,61	-40,49
27	20/02/2008	21:34:37	-3,62	-40,52	76	29/02/2008	08:03:24	-3,60	-40,49
28	20/02/2008	23:13:59	-3,62	-40,52	77	29/02/2008	09:37:43	-3,60	-40,49
29	21/02/2008	09:06:50	-3,62	-40,53	78	29/02/2008	09:56:35	-3,60	-40,50
30	21/02/2008	10:44:48	-3,62	-40,52	79	29/02/2008	09:46:09	-3,61	-40,48
31	21/02/2008	18:44:09	-3,61	-40,52	80	29/02/2008	09:24:46	-3,61	-40,50
32	22/02/2008	06:09:13	-3,62	-40,52	81	29/02/2008	10:45:01	-3,61	-40,48
33	22/02/2008	18:39:13	-3,62	-40,52	82	29/02/2008	11:49:36	-3,63	-40,50
34	22/02/2008	23:21:10	-3,61	-40,52	83	29/02/2008	12:32:55	-3,61	-40,50
35	23/02/2008	15:55:44	-3,62	-40,52	84	29/02/2008	13:13:34	-3,60	-40,48
36	24/02/2008	01:57:17	-3,61	-40,51	85	29/02/2008	13:57:11	-3,60	-40,49
37	24/02/2008	02:02:10	-3,61	-40,51	86	29/02/2008	13:15:57	-3,61	-40,51
38	24/02/2008	08:14:55	-3,64	-40,54	87	29/02/2008	14:19:09	-3,62	-40,51
39	25/02/2008	05:35:49	-3,61	-40,51	88	29/02/2008	14:07:12	-3,61	-40,48
40	25/02/2008	09:16:41	-3,61	-40,52	89	29/02/2008	17:03:07	-3,60	-40,49
41	27/02/2008	14:34:54	-3,61	-40,50	90	29/02/2008	17:27:29	-3,61	-40,49
42	27/02/2008	16:12:56	-3,62	-40,52	91	29/02/2008	17:20:54	-3,61	-40,51
43	27/02/2008	17:38:28	-3,61	-40,49	92	29/02/2008	19:00:53	-3,61	-40,50
44	28/02/2008	20:24:40	-3,60	-40,48	93	29/02/2008	22:46:24	-3,60	-40,49
45	29/02/2008	01:45:00	-3,60	-40,48	94	01/03/2008	00:53:09	-3,60	-40,48
46	29/02/2008	04:48:56	-3,60	-40,48	95	01/03/2008	00:59:00	-3,60	-40,48
47	29/02/2008	04:51:37	-3,60	-40,49	96	01/03/2008	02:27:00	-3,61	-40,48
48	29/02/2008	05:55:49	-3,61	-40,49	97	01/03/2008	02:38:59	-3,62	-40,49
49	29/02/2008	05:45:35	-3,60	-40,48	98	04/04/2008	17:07:22	-3,61	-40,50
99	13/09/2007	10:40:02	-5,92	-38,05	100	01/03/2008	17:05:45	1,01	-40,47