

Técnicas de suavização aplicadas à caracterização de fontes sísmicas e à análise probabilística de ameaça sísmica

Marlon Pirchiner

DISSERTAÇÃO APRESENTADA À
ESCOLA DE MATEMÁTICA APLICADA DA
FUNDAÇÃO GETÚLIO VARGAS-RJ
PARA OBTENÇÃO DO TÍTULO DE
MESTRE EM CIÊNCIAS

Programa: Modelagem Matemática de Informação

Orientador: Prof. Dr. Vincent Guigues

Coorientador: Prof. Dr. Stephane Drouet

Rio de Janeiro, maio de 2014

Técnicas de suavização aplicadas à caracterização de fontes sísmicas e à análise probabilistica de ameaça sísmica

Esta é a versão original da dissertação elaborada pelo candidato Marlon Pirchiner, tal como submetida à Comissão Julgadora.

Agradecimentos

A todos do Grupo de Sismologia (e também a todo pessoal) do Instituto de Astronomia Geofísica e Ciências Atmosféricas (IAG) da Universidade de São Paulo (USP) por todo apoio e suporte de sempre e durante o tempo em que estive entre o curso de mestrado e o trabalho.

Aos companheiros e professores pelas conversas e discussões ao longo do curso.

Aos meus amigos e familiares pela benevolência de sempre.

Resumo

PIRCHINER, M. **Técnicas de suavização aplicadas à caracterização de fontes sísmicas e à análise probabilística de ameaça sísmica.** 2014. 120 f. Dissertação (Mestrado) - Escola de Matemática Aplicada, Fundação Getúlio Vargas, Rio de Janeiro, 2014.

Elemento obrigatório, constituído de uma sequência de frases concisas e objetivas, em forma de texto. Deve apresentar os objetivos, métodos empregados, resultados e conclusões. O resumo deve ser redigido em parágrafo único, conter no máximo 500 palavras e ser seguido dos termos representativos do conteúdo do trabalho (palavras-chave).

Palavras-chave: smoothing, zoneless, seismic hazard, earthquake engineering.

Abstract

PIRCHINER, M. **Long-term non-parametric probabilistic seismic hazard analysis for Brazil.** 2014. 120 f. Dissertação (Mestrado) - Escola de Matemática Aplicada, Fundação Getúlio Vargas, Rio de Janeiro, 2014.

Elemento obrigatório, elaborado com as mesmas características do resumo em língua portuguesa. De acordo com o Regimento da Pós- Graduação da USP (Artigo 99), deve ser redigido em inglês para fins de divulgação.

Keywords: keyword1, keyword2, keyword3.

Sumário

| | |
|--|-------------|
| Lista de Abreviaturas | xi |
| Lista de Símbolos | xiii |
| Lista de Figuras | xv |
| Lista de Tabelas | xvii |
| 1 Introdução | 1 |
| 1.1 Considerações Preliminares | 2 |
| 1.2 Objetivos | 2 |
| 1.3 Contribuições | 2 |
| 1.4 Organização do Trabalho | 2 |
| 2 Conceitos | 3 |
| 2.1 Tectônica | 3 |
| 2.1.1 Teoria tectônica das placas | 4 |
| 2.1.2 Sismotectônica | 5 |
| 2.2 Probabilidade | 6 |
| 2.2.1 Função de densidade de probabilidade | 6 |
| 2.2.2 Função de massa de probabilidade | 6 |
| 2.2.3 Histograma | 6 |
| 2.2.4 Processo de Poisson | 7 |
| 2.3 Sismicidade | 7 |
| 2.3.1 Ocorrência | 8 |
| 2.3.2 Magnitude (da ruptura) | 9 |
| 2.3.3 Catálogos | 10 |
| 2.3.4 Distribuição de Frequência e Magnitude | 12 |
| 2.3.5 Valor-b | 14 |
| 2.3.6 Taxa de Sismicidade | 14 |
| 2.3.7 Valor-a | 15 |
| 2.3.8 Magnitude de Completude | 15 |
| 2.4 Risco Sísmico | 15 |

| | | |
|----------|---|-----------|
| 2.5 | Ameaça Sísmica | 16 |
| 2.5.1 | Projeção da Ocorrência de Rupturas | 16 |
| 2.6 | Análise Probabilística de Ameaça Sísmica | 17 |
| 2.6.1 | Identificação das fontes sísmicas | 17 |
| 2.6.2 | Caracterização da Distribuição de Frequência e Magnitude (MFD) . . | 18 |
| 2.6.3 | Caracterização da Distribuição de Distâncias | 18 |
| 2.6.4 | Predição do Movimento do Chão | 18 |
| 2.6.5 | Combinação de Incertezas e Avaliação da Ameaça Sísmica | 19 |
| 3 | Região de Estudo | 21 |
| 3.1 | Contexto Tectônico Sul-Americanoo | 21 |
| 3.1.1 | Sismicidade Sul Americana | 21 |
| 3.2 | Contexto Tectônico Brasileiro | 21 |
| 3.3 | Sismicidade Brasileira | 21 |
| 3.3.1 | Nordeste | 22 |
| 3.3.2 | Sul, Sudeste e Litoral Leste | 22 |
| 3.3.3 | Centro-Norte | 22 |
| 3.3.4 | Mato-Grosso | 22 |
| 3.3.5 | Extremo Oeste | 22 |
| 3.4 | Extremo Oeste | 22 |
| 4 | Contexto Teórico | 23 |
| 4.1 | Apresentação | 23 |
| 4.2 | Técnicas de suavização | 23 |
| 4.2.1 | Histograma 2D: uma possível função de densidade de probabilidade para a taxa de sismicidade | 23 |
| 4.2.2 | Régressão e Suavizadores | 23 |
| 4.2.3 | Função de Núcleo e Estimadores de Naradaya-Watson | 24 |
| 4.2.4 | Formas das funções de núcleo | 24 |
| 4.2.5 | Contribuição de uma função de núcleo bidimensional | 24 |
| 4.3 | Frankel, 1995 | 25 |
| 4.4 | Woo, 1996 | 25 |
| 4.5 | Helmstetter, 2012 | 26 |
| 4.5.1 | Taxa de sismicidade | 26 |
| 4.5.2 | Método acoplado dos vizinhos mais próximos | 27 |
| 4.5.3 | Taxa de sismicidade estacionária | 27 |
| 4.5.4 | Verossimilhança | 27 |
| 4.5.5 | Ganho | 28 |
| 4.5.6 | Testes | 29 |

| | |
|--|-----------|
| 5 Metodologia e Processamento | 31 |
| 5.1 Conjunto de Dados | 31 |
| 5.1.1 Fonte e Disponibilidade de Dados | 31 |
| 5.2 Ferramentas | 31 |
| 5.2.1 Programas | 31 |
| 5.2.2 Linguagens | 32 |
| 5.2.3 Bibliotecas | 32 |
| 5.2.4 Implementações | 32 |
| 5.3 Pré-Processamento | 32 |
| 5.3.1 Checagem de Qualidade | 32 |
| 5.3.2 Remoção de agrupamentos | 32 |
| 5.3.3 Conversão de Magnitudes | 32 |
| 5.3.4 Análise da Completude | 33 |
| 5.4 Frankel, 1995 | 33 |
| 5.5 Woo, 1996 | 33 |
| 5.6 Helmstetter, 2012 | 34 |
| 5.7 Pós-Processamento | 34 |
| 5.7.1 Cálculo da Ameaça Sísmica | 34 |
| 5.7.2 Cálculo da Desagregação | 34 |
| 6 Resultados | 35 |
| 6.1 Resultados Anteriores | 35 |
| 6.1.1 GSHAP | 35 |
| 6.1.2 Zoneamento Sísmico | 35 |
| 6.2 Suavização da Sismicidade | 35 |
| 6.2.1 Frankel, 1995 | 37 |
| 6.2.2 Woo, 1996 | 37 |
| 6.2.3 Helmstetter, 2012 | 38 |
| 7 Conclusões | 41 |
| 7.1 Considerações Finais | 41 |
| 7.2 Sugestões para Pesquisas Futuras | 41 |
| A Sequências | 43 |
| Referências Bibliográficas | 45 |
| Glossário | 47 |
| Índice Remissivo | 49 |

Listas de Abreviaturas

DSHA Análise Determinística de Ameaça Sísmica. 13, 14

GR Gutenberg-Richter. 10

MFD Distribuição de Frequência e Magnitude. 9, 12, 16, 39

PSHA Análise Probabilística de Ameaça Sísmica. 13–15, 19, 39

Lista de Símbolos

$M_c(\mathbf{r}, t)$ magnitude de completude na localização \mathbf{r} , e no instante t . 20

w_i peso associado ao tremor i . 20

A área afetada. 7

G ganho de probabilidade por cada tremor no catálogo-alvo sobre um modelo espacialmente uniforme de Poisson.. 20

$K_1\left(\frac{t-t_i}{h_i}\right)$ kernel na dimensão do tempo, onde t_i é a localização temporal do tremor i e h_i é a largura de banda temporal para o tremor i . 20

L_u máxima verossimilhança de um modelo uniforme. 20, 21

L log da máxima verossimilhança. 20

M_0 momento sísmico. 7

M_W magnitude de momento sísmico. 7

M_d valor mínimo de magnitude no catálogo. 20

$N(m, m + dm)$ número de eventos com magnitude entre m e $m + dm$. 9–11

$N_p(i_x, i_y)$ taxa de sismicidade de longo-prazo. xii, 20

N_t número de eventos no catálogo-alvo. 20

$R(\mathbf{r}, t)$ taxa de sismicidade na localização \mathbf{r} , e no instante t . 20

R_{min} mínima taxa de sismicidade. 20

β_p $\beta_p = \frac{2}{3}b$, é o beta da distribuição de Pareto. 11

\mathbf{r}_i localização espacial do tremor i . 20

\mathbf{r} lugar no espaço. xi, 6, 20

\hat{A} amplitude no sismômetro Wood-Anderson. 7

\hat{d} distância de 100 km do tremor. 7

λ taxa de ocorrência. 12

μ_{rig} coeficiente de rigidez da rocha. 7

\tilde{D} deslocamento médio. 7

a_{cnn} acoplamento espaço-temporal. 20

a valor-a (corresponde à um índice de produtividade). 9, 10

b valor-b (corresponde à proporção de sismos pequenos e grandes, geralmente em torno de 1). xi, 9–11, 20

d_i largura de banda espacial do tremor i . 20

d_k $\max \{d_j\}, j = 1..k_{cnn}$. 20

h_i largura de banda temporal do tremor i . xi, 20

h_k $\max \{h_j\}, j = 1..k_{cnn}$. 20

k_{cnn} k^{th} vizinho mais próximo. 20

m_{corner} valor de magnitude responsável por controlar o decaimento da Kagan-MFD. 11

m magnitude. 6, 9, 10

$n(i_x, i_y)$ número de eventos em (i_x, i_y) . 20, 21

$p(N_p, n)$ probabilidade de se observar n eventos com probabilidade . 20

t_i localização temporal do tremor i . xi, 20

t tempo. xi, 6, 7, 20

km kilometros. 4, 37

Listas de Figuras

| | | |
|-----|--|----|
| 2.1 | Mapa Mundial de Epicentros 1963-1998 | 3 |
| 2.2 | Cartografia das placas litosféricas | 4 |
| 2.3 | Diferentes tipos de interações entre placas litosféricas em suas bordas | 5 |
| 2.4 | Sismos com magnitude acima de 9,0. | 8 |
| 2.5 | Ilustração da área de ruptura em um falhamento geológico | 8 |
| 2.6 | Distribuições de frequência e magnitude | 13 |
| 2.7 | Distribuição incremental e cumulativa de frequencia e magnitude dos sismos presentes no catálogo ISC-GEM para a América do Sul unido com o BSB2013 | 14 |
| 5.1 | Ajuste da largura de banda para o método de Woo1996 | 33 |
| 6.1 | Seismic Rate: $a(m > M_{min} = 0)$ [Dourado, 2014, Crisis-2007] | 36 |
| 6.2 | Seismic Hazard: PGA(poe 0.1, 50y)[Dourado, 20014] OpenQuake-Engine | 36 |
| 6.3 | Seismic Rate: $a(m > M_{min} = 0)$ [Frankel, 1995] | 37 |
| 6.4 | Seismic Hazard: PGA(poe 0.1, 50y)[Frankel, 1995] | 38 |
| 6.5 | Seismic Rate: $a(m > M_{min} = 0)$ [Woo, 1996] | 39 |
| 6.6 | Seismic Hazard: PGA(poe 0.1, 50y)[Woo, 1996] | 39 |
| 6.7 | Seismic Rate: $a(m > M_{min} = 0)$ [Helmstetter, 2012] | 40 |
| 6.8 | Seismic Hazard: PGA(poe 0.1, 50y)[Helmstetter2012] | 40 |

Lista de Tabelas

| | |
|---|----|
| 2.1 Escala simplificada de intensidade sísmica, modificada em 1956 a partir da escala original de Giuseppe Mercalli de 1902 | 10 |
| A.1 Exemplo de tabela. | 44 |

Capítulo 1

Introdução

Um elemento primordial na análise de *risco* sísmico é a análise da *ameaça* sísmica, onde a identificação e caracterização das fontes sismogênicas (causadoras de movimento do chão, fundamentalmente tremores de terra) é a primeira das etapas.

Considera-se nessa fase, principalmente as falhas geológicas, o acúmulo de tensão medido através o movimento relativo da crosta terrestre, a neotecnônica da crosta, o possível acoplamento entre placas, os tremores (falhamentos) já registrados anteriormente, enfim, todo conhecimento geológico disponível, para caracterizar (a) a geometria espacial da feição geológica e provável fonte sísmica e (b) o número de ocorrência - taxa - dos tremores conforme a proporção em energia liberada - magnitude.

No Brasil, onde a ocorrência de tremores não é desprezível mas menor que a de outras partes do planeta, o processo de identificação das fontes sísmicas é executado geralmente através da opinião de especialistas que fazem o zoneamento sísmico segundo as informações técnicas e a experiência que dispõem.

Para cada uma dessas zonas sísmicas, que serão consideradas como tendo atividade sísmica uniforme, é calculada a distribuição da ocorrência de tremores em função da magnitude de cada tremor (e normalizada pela área?!).

Existem entretanto diversas propostas metodológicas envolvendo a suavização através de estimativas da taxa de sismicidade por funções de núcleo, entre outras, a de Frankel (1995), a de Woo (1996) e a de Helmstetter e Werner (2012) abordadas, aqui, com maior detalhe.

O que todas elas possuem em comum é o objetivo de caracterizar a taxa de sismicidade (ocorrência de tremores) em uma malha sobre a região de interesse através da soma da contribuição de funções de núcleo - gaussianas, leis de potência, entre outros - em cada nó dessa malha. O pressuposto central dessa idéia é que os sismos (principalmente os grandes, com menor evidência, pois aconteram menos fenômenos observáveis desse tipo) tendem a ocorrer no entorno de onde já ocorreram antes outros tremores (menores e mais frequentes).

Fundamentalmente, o que os diferencia é a forma de escolher a largura dessas funções de núcleo associadas à cada tremor do catálogo.

O que se pretende aqui é observar um pouco mais detalhadamente o comportamento desses diferentes métodos num ambiente com baixa e esparsa sismicidade.

Perifericamente, aproveitou-se a oportunidade para avaliar um recente conjunto de programas de computador disponibilizado com código livre voltado à esse segmento.

Modos de citação:

indesejável: (Andrew e Foster, 1983) introduziram o algoritmo ótimo.

certo : Andrew e Foster introduziram o algoritmo ótimo (Andrew e Foster, 1983).

1.1 Considerações Preliminares

Considerações preliminares. Texto texto.

1.2 Objetivos

O principal objetivo desenvolvido ao longo desse trabalho é avaliar a aplicabilidade das técnicas suavização (das antigas às mais recentes) para a caracterização da ocorrência de sismos no Brasil.

Secundariamente, aproveita-se a oportunidade para testar o uso de um conjunto recente de programas de computador disponível livremente, o *OpenQuake*.

1.3 Contribuições

As principais contribuições deste trabalho são:

- Dispôr sobre métodos alternativos para a caracterização de fontes sismogênicas, a primeira das etapas da análise probabilística de risco sísmico.
- Compreender parte o *OpenQuake*, um conjunto de programas de computador desenvolvido recentemente e oferecido com código livre pela Fundação GEM¹.
- Implementar parte dos métodos utilizados no contexto do *OpenQuake*, ampliando os recursos oferecidos e deixando-os disponíveis para uso futuro de forma integrada.

1.4 Organização do Trabalho

No Capítulo 2, apresentamos os conceitos ... Finalmente, no Capítulo 7 discutimos algumas conclusões obtidas neste trabalho. Analisamos as vantagens e desvantagens do método proposto ...

As sequências testadas no trabalho estão disponíveis no Apêndice A.

¹Global Earthquake Modeling, Pavia, Italia.

Capítulo 2

Conceitos

Este capítulo apresenta, um a um, os conceitos mais elementares, e tenta harmonizar a terminologia empregada no decorrer do texto.

2.1 Tectônica

A **tectônica** é disciplina científica focada nos processos responsáveis pela criação e transformação das estruturas geológicas da Terra e de outros planetas..

Uma das principais evidências das transformações geológicas do planeta são os **terremotos**. A figura 2.1 ([Lowman Jr. e Montgomery, 1998](#)) é um mapa global com a ocorrência geográfica dos tremores. Nele é possível notar que os sismos não são distribuídos uniformemente pelo globo.

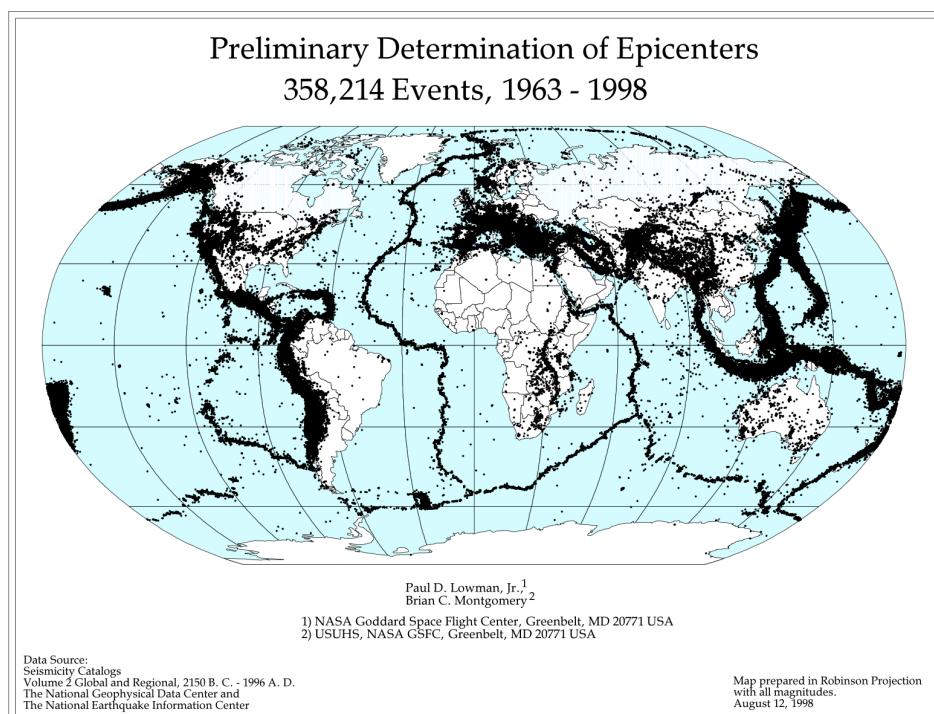


Figura 2.1: Mapa Mundial de Epicentros 1963-1998¹

¹[Lowman Jr. e Montgomery \(1998\)](#)

O padrão apresentado pela **atividade sísmica** global foi essencial para o desenvolvimento posterior da teoria tectônica das placas.

2.1.1 Teoria tectônica das placas

A teoria tectônica das placas, desenvolvida na segunda metade do século XX, cartografava na superfície do globo as **placas litosféricas**.

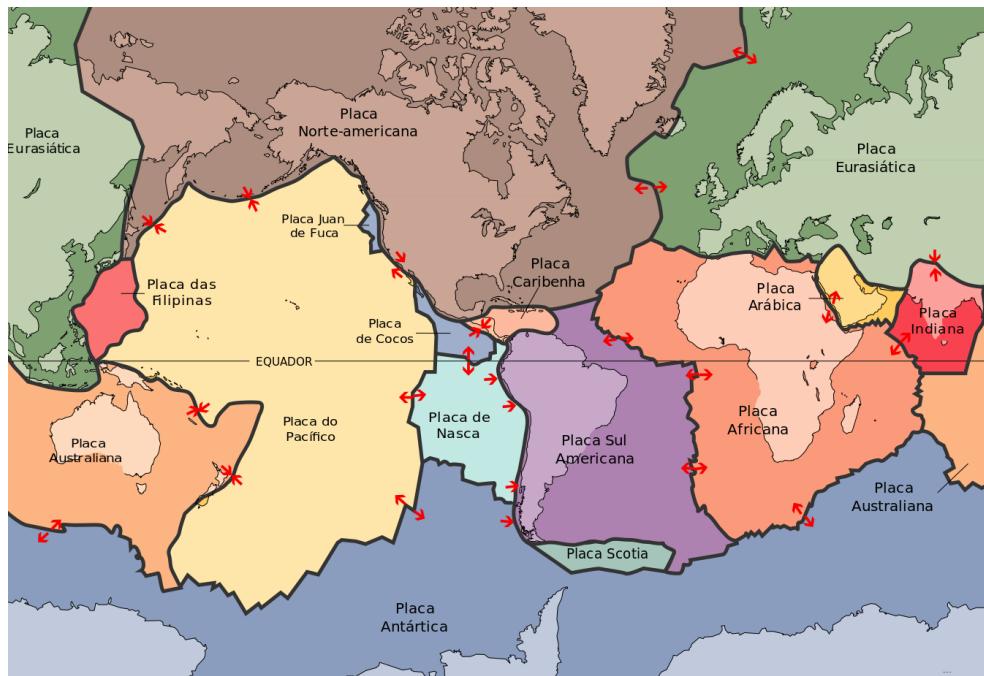


Figura 2.2: Cartografia das placas litosféricas²

As **placas litosféricas**, como pode ser visto na figura 2.2, e o conceito de **astenosfera** (região dúctil entre a litosfera e o manto terrestre, com profundidades que variam de 60 a 700km) surgem para conformar uma teoria capaz de explicar uma série de fenômenos tectônicos já observados e ainda não bem explicados na época de seu desenvolvimento.

Bordas

Nas bordas das **placas litosféricas**, a tectônica é mais intensa, provocando uma enorme diversidade de fenômenos geológicos de acordo com o tipo de interação, como ilustrado na figura 2.3.

²USGS (1996)

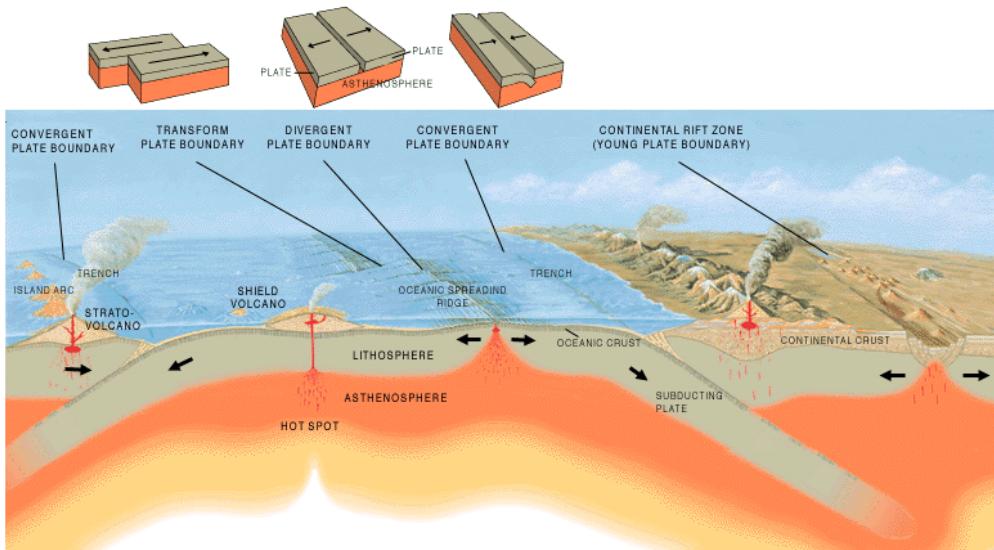


Figura 2.3: Diferentes tipos de interações entre placas litosféricas em suas bordas³

Na figura 2.3 estão ilustrados os diferentes tipos de interação entre as placas litosféricas nas suas bordas, que causam, como já se sabe, a maior parte dos terremotos e vulcanismo.

Só na borda das placas é liberada cerca de 95% da quantidade total da energia disseminada na forma de terremotos no globo.

Interior

A dificuldade maior é explicar, com maior detalhe, porque e como são liberados os outros 5% do total de energia em terremotos, mais raros, no interior das placas litosféricas.

Não há pleno consenso nem um modelo geral para a explicação do mecanismo de ocorrência dos sismos no interior das placas, embora sejam conhecidas diversas zonas sísmicas em regiões no interior de placas, como em Nova Madrid, nos Estados Unidos e também em locais da China e da Austrália para citar alguns.

2.1.2 Sismotectônica

A sismotectônica é o estudo das relações entre os terremotos e a tectônica recente de uma região. Procuram compreender exatamente quais mecanismos de ruptura da geologia são responsáveis pela atividade sísmica em uma certa área, analisando, de forma combinada, registros recentes de tectonismo regional e considerando também evidências históricas e geomorfológicas.

Na prática consiste por um lado, num esforço de compreensão dos processos geológicos através da observação dos tremores e analogamente, compreender os tremores através da observação de processos geológicos mensuráveis.

É fácil notar, portanto, a contribuição dessa disciplina para a análise de sismicidade.

³Vigil (1997)

2.2 Probabilidade

2.2.1 Função de densidade de probabilidade

A função de densidade de probabilidade (pdf) é uma função contínua de uma variável aleatória (v.a.) que descreve a verossimilhança relativa de que essa v.a. assuma, entre todas as realizações possíveis, uma em especial.

Considerando, por exemplo, que $f_X(x)$ seja uma pdf para a v.a. X , sabe-se que X ocorre como x com probabilidade igual a

$$P\{X = x\} = f_X(x). \quad (2.2.1)$$

Mas para que uma função possa assumir o papel de pdf é necessário que ela possua algumas propriedades:

- (i) $f_X(x) \geq 0 \forall x$ (a função f_X deve ser sempre positiva)
- (ii) $\int_{-\infty}^{+\infty} f_X(x) dx = 1$ (e deve somar, sobre todos os valores possíveis, a unidade)

De forma análoga, a probabilidade de que uma realização de X seja dentro de um intervalo de valores conhecidos $[x_0, x_1]$ é dada por

$$P\{X \in [x_0, x_1]\} = \int_{x_0}^{x_1} f_X(x) dx. \quad (2.2.2)$$

2.2.2 Função de massa de probabilidade

Outro conceito importante de probabilidade e diretamente relacionado à pdf é a função de massa de probabilidade (pmf) ou função de distribuição cumulativa de probabilidade.

No caso da v.a. X , sua pmf $F_X(x)$ seria definida como

$$P\{X \leq x\} = F_X(x) = \int_{-\infty}^x f_X(u) du. \quad (2.2.3)$$

2.2.3 Histograma

Quando a pdf de uma v.a. não é conhecida e se deseja estudar seu comportamento é preciso estimá-la e o histograma é uma das técnicas mais antigas e utilizadas para tal.

O histograma divide o universo das observações, possíveis realizações X_1, X_2, \dots, X_n da v.a. em compartimentos (*bins*).

Dados uma origem arbitrária x_0 e uma largura h de cada um, os compartimentos são definidos como os intervalos $[x_0 + (j-1)h, x_0 + jh[$ com $j \in \mathbb{Z}$, um identificador para cada um deles.

Considere um determinado intervalo $[-h/2, h/2[$. A probabilidade de que uma observação qualquer venha a pertencer à esse intervalo é

$$P\{X \in [-h/2, h/2[\} = \int_{-h/2}^{h/2} f_X(x) dx. \quad (2.2.4)$$

E um estimador natural \hat{f}_X para a densidade f_X seria contar o número de observações.

$$P\{X \in [-h/2, h/2[\} \approx \frac{\#\{X_i \in [-h/2, h/2[\}}{n} = \int_{-h/2}^{h/2} \hat{f}_X(x) dx, \quad (2.2.5)$$

de onde

$$\hat{f}_X(x) = \frac{\# \{X_i \in [-h/2, h/2[\}}{nh} \quad (2.2.6)$$

para todo $x \in [-h/2, h/2[$.

De modo geral, sejam X_1, \dots, X_n observações **independentes e identicamente distribuídas** (i.i.d.) da v.a. X com densidade desconhecida f . Considere N_I intervalos de comprimento h e o conjunto de compartimentos $C_j = [x_0 + (j - 1)h, x_0 + jh[, j = 1..N_I$. Defina

$$I(x \in A) := \begin{cases} 1 & \text{se } x \in A \\ 0 & \text{caso contrário} \end{cases}$$

e

$$n_j := \sum_{i=1}^n I(X_i \in C_j) \text{ tal que } \sum_{j=1}^{N_I} n_j = n.$$

Dessa forma a estimativa \hat{f} parametrizada pela largura h para a densidade f seria

$$\hat{f}(x| h) = \frac{1}{nh} \sum_{j=1}^{N_I} n_j I(x \in C_j) \quad (2.2.7)$$

para toda realização possível x de X .

2.2.4 Processo de Poisson

Definição do processo...

Críticas...

2.3 Sismicidade

A sismicidade é a ocorrência dos tremores. Quando, onde, como, de que tamanho?!

É sabido que pequenos abalos são mais frequentes que os tremores de terra muito grandes e catastróficos cujos registros são extremamente raros.

A figura 2.4 apresenta os sismos de magnitude acima de nove conhecidos.



Figura 2.4: Sismos com magnitude acima de 9,0.

Tremores de terra, abalos, [terremotos](#), sismos são a ocorrência de fenômenos geológicos de ruptura, instantânea, por certo mecanismo, de certa dimensão, na crosta terrestre.

2.3.1 Ocorrência

Os tremores acontecem por uma ruptura geológica (figura 2.5) num tempo t , num lugar r e cada um com seu tamanho m .

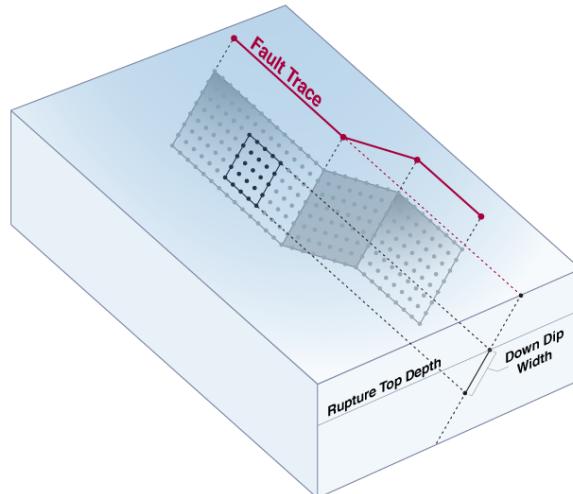


Figura 2.5: Ilustração da área de ruptura em um falhamento geológico⁴

O local em que se iniciou a ruptura que deu origem ao tremor é um **hipocentro**, enquanto sua projeção na superfície, desconsiderando-se a profundidade, é o **epicentro**.

2.3.2 Magnitude (da ruptura)

A magnitude de um tremor de terra é um valor medido numa escala que versa sobre a energia liberada pelo sismo, que é proporcional a área rompida e ao deslocamento geológico relativo entre as partes rompidas.

O desenvolvimento experimental de escalas de magnitude, para medir o tamanho dos tremores, é marcado pelo trabalho do sismólogo Charles Richter (**Richter, 1935**).

Existem, entretanto, uma série de diferentes escalas de magnitude, baseadas em diversos tipos de medidas.

A escolha de qual usar fica a critério de cada operador de sismógrafo e de cada rede sismográfica, que geralmente usam escalas diferentes para avaliar a magnitude dos tremos, ou até mesmo divulgam mais de um tipo para um mesmo evento.

As escalas são calibradas para fornecerem valores similares, de acordo com o intervalo de utilidade para o qual foram desenvolvidas, mas apresentam diferenças consideráveis para um mesmo evento, podendo comprometer as análises estatísticas baseadas num catálogo cuja magnitude não tenha sido calculada de maneira uniforme.

Magnitude Richter

As escalas de magnitude mais comuns são as que derivam da definição de Richter (**Richter, 1935**) que se baseia na relação empírica entre o logarítmico da amplitude do registro das ondas sísmicas e a distância onde foram registradas. Em 1935, Richter notou que:

$$\log \hat{A} = 3.37 - 3 \log \hat{d} \quad (2.3.1)$$

onde \hat{A} é amplitude no sismômetro Wood-Anderson e \hat{d} é distância de 100 km do tremor.

A amplitude máxima de sua escala foi definida pela amplitude máxima observada em um sismômetro Wood-Anderson, com período de 0.8s, registrando a 100km do tremor.

Na prática existem algumas incertezas e correções que deveriam ser feitas, principalmente pelo fato da escala estar intimamente relacionada a um determinado equipamento, hoje obsoleto, e porque os sismos locais (a menos de 100km) têm sua magnitude melhor calculada usando frequências mais altas que as registráveis pelo sismômetro da época.

Outras escalas foram desenvolvidas a partir da medida da amplitude máxima de determinadas fases (diferentes tipos de onda sísmica) e apresentam bons resultados para a maior parte dos sismos. Não refletem, porém, com precisão, o tamanho dos maiores e mais destrutivos eventos, com magnitude acima de 7 ou 8.

Magnitude de Momento Sísmico

O evento de natureza sismológica ocorre num instante t liberando uma certa quantidade de energia na forma de **momento sísmico** M_0 proporcional à **magnitude de momento sísmico** M_W desse evento.

O **momento sísmico** é apresentado na equação 2.3.2:

$$M_0 = \mu_{rig} A \tilde{D} \quad (2.3.2)$$

⁴team (2010)

onde μ_{rig} é coeficiente de rigidez da rocha, A é área afetada e \tilde{D} é deslocamento médio. Tem unidades de energia [N.m].

O momento sísmico é estimado geralmente pela inversão duplamente acoplada de um tensor de momento aos registros em forma de onda do movimento do chão causado pelo terremoto. Ou, em casos de tremores muito bem registrados, ele pode ser estimado a partir de algum modelo numérico para a ruptura.

A magnitude de momento sísmico M_W (?) é baseada no logarítmico do momento sísmico M_0 , e não se satura no caso de grandes eventos. Sua definição é dada pela equação 2.3.3

$$M_W = \frac{2}{3} \log_{10} M_0 - 10.7 \quad (2.3.3)$$

onde M_0 é momento sísmico em [N.m].

Intensidade Macrossísmica

A intensidade macrossísmica é uma escala para medir, não a energia proporcional à ruptura que originou o tremor de terra, mas para retratar a percepção humana do movimento do chão onde quer este tenha produzido seus efeitos.

Uma das mais difundidas é a escala Modificada de Mercalli (Richter, 1958) apresentada em sua versão simplificada na tabela 2.1:

| Categoría | Sensação | Efeitos |
|-----------|----------------|---|
| I | Imperceptível | Não sentido. Apenas registado pelos sismógrafos. |
| II | Muito fraco | Sentido por um muito reduzido número de pessoas em repouso, em especial pelas que habitam em andares elevados. |
| III | Fraco | Sentido por um pequeno número de pessoas. Bem sentido nos andares elevados. |
| IV | Moderado | Sentido dentro das habitações, podendo despertar do sono um pequeno número de pessoas. Nota-se a vibração de portas e janelas e das loiças dentro dos armários. |
| V | Forte | Praticamente sentido por toda a população, fazendo acordar muita gente. Há queda de alguns objectos menos estáveis e param os pêndulos dos relógios. Abrem-se pequenas fendas nos estuques das paredes. |
| VI | Bastante forte | Provoca início de pânico nas populações. Produzem-se leves danos nas habitações, caindo algumas chaminés. O mobiliário menos pesado é deslocado. |
| VII | Muito forte | Caem muitas chaminés. Há estragos limitados em edifícios de boa construção, mas importantes e generalizados nas construções mais frágeis. Facilmente perceptível pelos condutores de veículos automóveis em trânsito. Desencadeia pânico geral nas populações. |
| VIII | Ruinoso | Danos acentuados em construções sólidas. Os edifícios de muito boa construção sofrem alguns danos. Caem campanários e chaminés de fábricas. |
| IX | Desastroso | Desmoronamento de alguns edifícios. Há danos consideráveis em construções muito sólidas. |
| X | Destruidor | Abrem-se fendas no solo. Há cortes nas canalizações, torção nas vias de caminho de ferro e empolamentos e fissuração nas estradas. |
| XI | Catastrófico | Destruição da quase totalidade dos edifícios, mesmo os mais sólidos. Caem pontes, diques e barragens. Destruição das redes de canalização e das vias de comunicação. Formam-se grandes fendas no terreno, acompanhadas de desligamento. Há grandes escorregamentos de terrenos. |
| XII | Cataclismo | Destrução total. Modificação da topografia. Nunca foi presenciado no período histórico. |

Tabela 2.1: Escala simplificada de intensidade sísmica, modificada em 1956 a partir da escala original de Giuseppe Mercalli de 1902

Existem estudos (Bakun e Wentworth, 1999) que propõem a inferência sobre o tamanho da ruptura, e sua magnitude, a partir de observações macrossísmicas, ou dos efeitos relatados pela escala de intensidade, georreferenciados.

2.3.3 Catálogos

Os catálogos podem ser vistos como uma coleção de parâmetros sobre os tremores. Podem ser classificados em três categorias (Woessner *et al.*, 2010) enumeradas a seguir:

- Pré-históricos: baseados na coleta de dados feitas por geólogos estruturais em trincheiras ou campos de subsidência. Podem conter registros de tremores que ocorreram há milhares de anos.
- Históricos: catálogos formados a partir de relatos históricos e inferência de valores de intensidade (seção 2.3.2), de análises de forma de onda com instrumentos antigos (registros em papel), eventualmente digitalizados. Cobrem o período das primeiras descrições humanas até os catálogos instrumentais.
- Instrumentais: são os catálogos de sismicidade definidos por dados produzidos por uma rede sismográfica bem estabelecida gerando localizações continuamente (que começam a existir a partir de 1970).

Os catálogos instrumentais são uma listagem onde se espera que encontrar para cada evento as seguintes informações:

- algum identificador,
- a localização (**hipocentro**) do evento em algum sistema de referência (longitude, latitude, profundidade),
- o tempo de origem: data e hora com precisão de pelo menos décimos de segundo e
- uma ou várias informações de **magnitude**.

Adicionalmente, embora não seja muito frequente, podem ser fornecidas informações adicionais obtidas pela análise das formas de onda, como:

- incertezas sobre as magnitudes,
- incertezas sobre a localização (erro padrão, elipses de erro, cobertura dos sismogramas em diversas distâncias, cobertura dos sismogramas em vários ângulos azimutais, acurácia do modelo de velocidades utilizado, para enumerar alguns),
- intensidade máxima,
- intensidade no epicentro,
- número de, e as vezes as próprias, informações usadas para a determinação do hipocentro e hora de origem,
- sobre o mecanismo (alinhamento, mergulho e sentido do deslocamento na falha geológica) focal, entre outras.

Mas é importante salientar (Woessner *et al.*, 2010) que cada um dos parâmetros determinados é fruto de uma série de decisões e etapas de processamento.

Começam pela escolha dos sismômetros a serem instalados e onde para registrar as formas de onda. Sinais acima do nível de ruído são associados à chegadas de fases quando registradas em mais de uma estação.

A localização e o tempo de origem são determinados juntando-se os tempos de chegadas das fases a um modelo de velocidade das ondas ao longo de camadas da crosta (ao qual a localização é extremamente dependente).

As magnitudes são computadas a partir das amplitudes e/ou da duração do sinal, dependendo profundamente da calibração dos instrumentos.

2.3.4 Distribuição de Frequência e Magnitude

Observa-se que os sismos menores são muito mais freqüentes. Entretanto, os maiores e mais raros são os que trazem a maior ameaça e os que causam as maiores perdas.

Uma análise conveniente seria explorar como se dá essa distribuição de magnitudes.

MFD de Gutenberg-Richter

Gutenberg e Richter (Gutenberg e Richter, 1954) observaram empiricamente que a distribuição da frequência de ocorrência dos tremores e das magnitudes seguiam uma distribuição cuja versão clássica é apresentada na equação 2.3.4 a seguir:

$$\log N(m, m + dm) = a - bm \quad (2.3.4)$$

onde $N(m, m + dm)$ é o número de eventos com magnitude entre m e $m + dm$, a é o valor-a (corresponde à um índice de produtividade), b é o valor-b (corresponde à proporção de sismos pequenos e grandes, geralmente em torno de 1).

Com uma simples transformação de variáveis ($\alpha = 10^a$ e $\beta = b \ln 10$), observa-se que o número de sismos que ocorrem com magnitudes dentro de um pequeno intervalo $[m, m + dm]$ tem distribuição exponencial:

$$\begin{aligned} N(m, m + dm) &= 10^{a-bm} \\ &= \alpha e^{-\beta m} \end{aligned} \quad (2.3.5)$$

A distribuição cumulativa, ou seja, o número de eventos com magnitude maior que um certo valor m_{min} também segue uma distribuição exponencial e é apresentada na equação 2.3.6:

$$\begin{aligned} N(m > m_{min}) &= \alpha \int_{m_{min}}^{\infty} e^{-\beta m} dm \\ &= \frac{\alpha}{\beta} e^{-\beta m} \\ &= \alpha_{cum} e^{-\beta m} \end{aligned} \quad (2.3.6)$$

onde $\alpha_{cum} = \alpha/\beta$ é o valor cumulativo da atividade sísmica.

Entretanto, a distribuição clássica de Gutenberg-Richter (GR) não impunha restrições sobre um limite inferior m_{min} ou superior m_{max} à validade da distribuição.

MFD Truncada

Variações da distribuição clássica de GR foram propostas em vista de melhor representar as MFD estudadas à partir de catálogos de diversas regiões.

A equação 2.3.7 versão incremental truncada com um limite superior m_{max} :

$$N(m, m + dm) = \frac{e^{-\beta m}}{1 - e^{-\beta m_{max}}}, m \leq m_{max} \quad (2.3.7)$$

Na equação 2.3.8 versão incremental duplamente truncada com um limite inferior m_{min}

e superior m_{max} :

$$N(m, m + dm) = \frac{e^{-\beta(m - m_{min})}}{1 - e^{-\beta(m_{max} - m_{min})}}, m_{min} \leq m \leq m_{max} \quad (2.3.8)$$

A figura 2.6 ilustra essas distribuições.

MFD Limitada

Outra possibilidade, é limitar suavemente a parte final da curva (ver figura 2.6). A equação 2.3.9 apresenta a distribuição:

$$N(m, m + dm) = \alpha [e^{-\beta(m - m_{min})} - e^{-\beta(m_{max} - m_{min})}], m_{min} \leq m \leq m_{max} \quad (2.3.9)$$

MFD com decaimento exponencial

Yan Kagan (Kagan, 2002) propôs uma distribuição de magnitude mais adequada e acoplada à energia liberada pelos sismos, que pode ser descrita como na equação 2.3.10:

$$N(m, m + dm) = [\beta_p + \frac{m}{m_{min}}] m_{min}^{\beta_p} m_{corner}^{-1-\beta_p} e^{\frac{m_{min}-m}{m_{corner}}}, m_{min} \leq m < \infty \quad (2.3.10)$$

onde $\beta_p = \frac{2}{3}b$, é o beta da distribuição de Pareto e m_{corner} valor de magnitude responsável por controlar o decaimento da Kagan-MFD

A figura 2.6 mostra a diferença entre algumas dessas distribuições

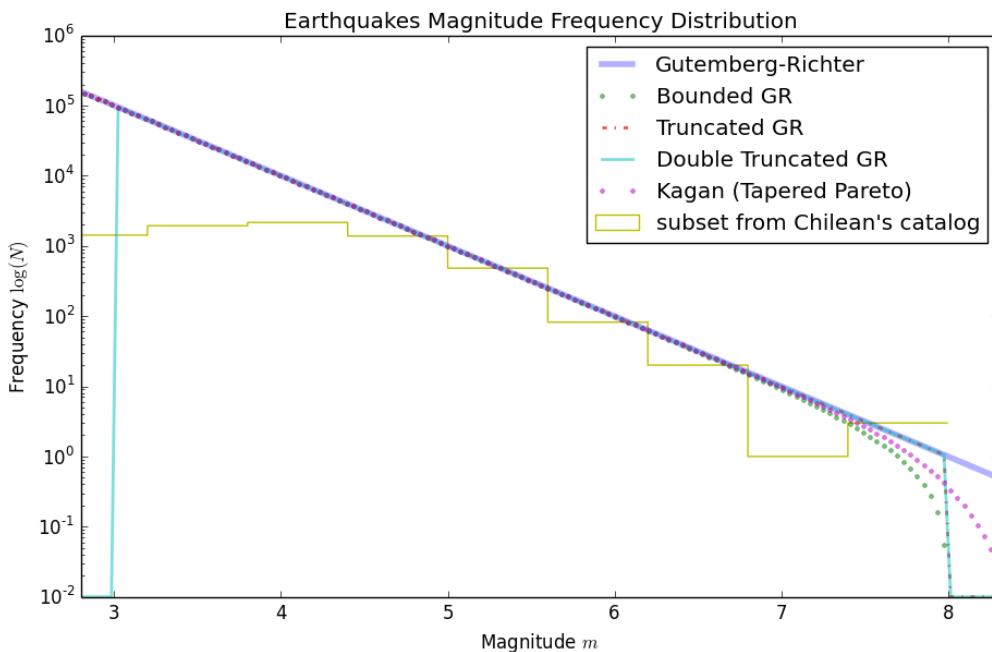


Figura 2.6: Distribuições de frequência e magnitude

A figura 2.6 apresenta um comparativo de algumas distribuições. Para ilustração, há também na figura um histograma de um catálogo de uma pequena região do norte do Chile, onde se pode observar que tanto a porção inferior (em torno de $m = 5$), como a porção posterior ($m > 7$) do histograma não seguem perfeitamente a distribuição. Há essencialmente

duas zonas críticas em que é preciso estar atento à física do problema: (i) na parte inferior, muitos sismos de magnitude pequena não são registrados, seja por não terem energia suficiente para sensibilizar um conjunto razoável de estações que permitam determinar suas localizações, seja porque o número de estações é insuficiente na região onde os pequenos tremores ocorrem; (ii) a parte superior, por sua vez, é crítica por se acoplar diretamente aos limites físicos do tamanho da maior ruptura possível, relacionada diretamente ao limite de liberação de energia na forma de momento sísmico M_0 .

Nas distribuições de magnitude e frequência é importante que se possa reconhecer claramente alguns parâmetros fundamentais.

2.3.5 Valor-b

O *valor-b* foi apresentado nesta seção como a inclinação da reta que representa a parte plana descendente da distribuição. Representa a proporção de sismos pequenos e catastróficos que uma determinada fonte sísmica é capaz de produzir.

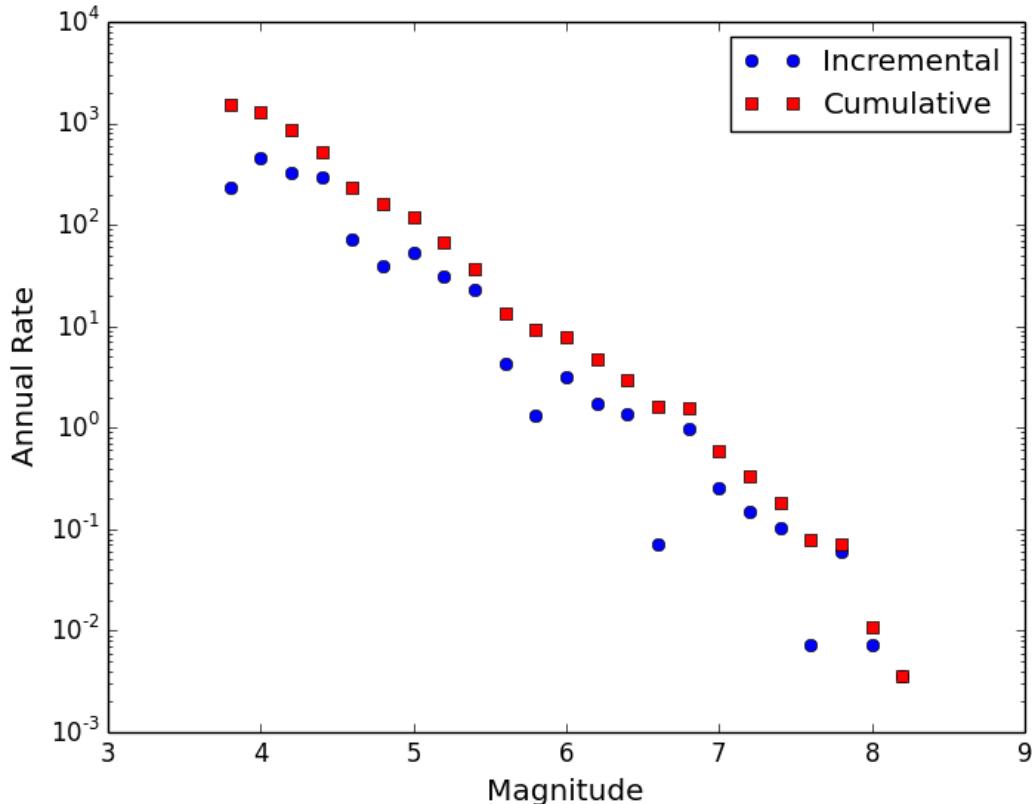


Figura 2.7: Distribuição incremental e cumulativa de frequencia e magnitude dos sismos presentes no catálogo ISC-GEM para a América do Sul unido com o BSB2013

2.3.6 Taxa de Sismicidade

A taxa de sismicidade é a medida da ocorrência dos tremores por uma determinada unidade de tempo (geralmente anos). Representa para cada magnitude, a frequência média de ocorrência (λ do processo de Poisson).

2.3.7 Valor-a

O *valor-a* é a projeção da **MFD** no eixo das frequências e representa o nível geral de sismos que as fontes observadas pelo catálogo são capazes de produzir.

Costuma ser confundido pela forma de representação adotadas para a distribuição (incremental e/ou cumulativa) e pelos truncamentos onde por vezes se apresenta o valor-a como a taxa de sismicidade da magnitude mínima ou de completude do catálogo.

No presente trabalho o valor-a significará sempre o valor-a da distribuição cumulativa de sismos por unidade de tempo com magnitudes positivas.

2.3.8 Magnitude de Completude

A magnitude de completude é o valor mínimo para o qual a distribuição é capaz de observar o conjunto completo dos sismos. Em outras palavras representa o limite de observação completa do catálogo.

Sua identificação é bem simples quando se observa a distribuição incremental de magnitudes. É facilmente notado o valor de magnitude na porção inferior na qual o número de sismos registrados começa a divergir da tendência geral da distribuição.

Seu mapeamento é importante uma vez que os métodos de ajuste e determinação dos parâmetros da distribuição baseados na máxima verossimilhança (REFERENCIA) dependem fundamentalmente desse valor mínimo.

FIGURA SouthAm ISC-GEM

2.4 Risco Sísmico

A redução do risco sísmico é um problema complexo que envolve geralmente muitas pessoas, informações, decisões e ações.

A palavra risco, ao pé da letra, significa a exposição à possibilidade de injúria ou perda. E geralmente é usada como sinônimo de ameaça. Na literatura acerca do tema risco, inclusive, as palavras risco e ameaça são usadas com certa confusão.

No glossário da EERI (EERI Committee on Seismic Risk, 1984) a definição de risco sísmico é a probabilidade de que perdas sociais ou econômicas aconteçam como decorrência de tremores por superarem limiares estabelecidos para determinado local ou região durante um certo período de exposição.

A ameaça sísmica, por outro lado, é qualquer fenômeno físico (oscilação, falhamento) associado à terremotos que possam produzir efeitos adversos às atividades humanas. Na prática são avaliados por dadas probabilidades de ocorrência.

Do que se pode deduzir que o risco sísmico é uma combinação da ameaça sísmica com outros fatores:

$$\text{Risco Sísmico} = \text{Ameaça Sísmica} * \text{Vulnerabilidade} * \text{Valor Exposto} \quad (2.4.1)$$

onde a vulnerabilidade é a quantidade de danos induzidos por um dado grau de ameaça e expressa como uma fração do valor exposto ao dano e varia de acordo com o modelo proposto.

Frequentemente, o fator vulnerabilidade advém das análises das (ii) respostas das estruturas edificadas ao espectro de acelerações produzidos pela (i) provável ameaça sísmica e da análise de possíveis (iii) danos estruturais à edificação.

A decisão de alterar ou não o desenho estrutural das edificações é feito a partir da análise dos (iv) prejuízos (quantidade de moeda, mortes, tempo inoperante) causados caso as estruturas sejam danificadas conforme as análises anteriores.

2.5 Ameaça Sísmica

A ameaça sísmica poderia ser definida de modo geral como a possibilidade de ocorrer efeitos potencialmente destrutivos de um terremoto em uma particular localização. Com exceção de *tsunamis* ou falhamentos geológicos superficiais, todos os efeitos destrutivos de um tremor de terra estão diretamente relacionados ao movimento do chão induzido pela passagem das ondas sísmicas. Existem, entretanto diferenças de abordagem para a avaliação da ameaça sísmica.

A [Análise Probabilística de Ameaça Sísmica \(PSHA\)](#) foi introduzida por Cornell (1968) e se tornou técnica mais amplamente usada para a avaliação da ameaça sísmica, mas também se pode fazer a avaliação através de cenários determinísticos definidos pelo espectro de movimento forte do chão que pode ser caudado pela ocorrência de um determinado tremor de terra em certa localização e de certa magnitude. O possível movimento forte no local de interesse é avaliado através de relações de atenuação ou [GMPE](#).

Os mecanismos da [PSHA](#) são menos óbvios do que os da [Análise Determinística de Ameaça Sísmica \(DSHA\)](#) e em essência significam identificar todos os possíveis tremores que podem afetar o local de interesse, incluindo todas as possíveis combinações de distâncias e caracterizar a frequência de ocorrência das diferentes magnitudes através de relações de recorrência. As equações de atenuação são utilizadas para calcular os parâmetros do movimento do chão no local de interesse devido a esses tremores e consequentemente a taxa com que diferentes níveis de movimento do chão ocorram no local de interesse.

Seus resultados também apresentam certa distinção. Se por um lado a [PSHA](#) traz consigo o aspecto temporal, ou a taxa com que diferentes níveis de aceleração excederão determinado limiar em determinado local de interesse, por outro, a [DSHA](#) apresenta o movimento do chão esperado quando ocorra determinado evento de controle.

TODO: (Cornell, 1968) DSHA (Reiter, 1990; Kramer, 1996; Krinitzsky, 2002)

(Cornell, 1968; Bazzurro and Cornell, 1999; Abrahamson, 2000b; Hanks and Cornell, 2001; Abrahamson, 2006)

differences bommer, 1998

2.5.1 Projeção da Ocorrência de Rupturas

As projeções (*forecasting*) são feitas para se estimar a ocorrência de futuros tremores, principalmente dos maiores, com grandes chances de provocar perdas.

Nas de curto prazo, estimam-se os próximos tremores numa escala de dias ou horas considerando uma taxa de sismicidade variável com o tempo como no caso dos pré e pós-abalos, ou de quando acontece um enxame sísmico, período de maior atividade numa região. Sua principal aplicação é a auxiliar na tomada de decisões de curto período, como evacuação de edifícios.

Nas de longo prazo, foco desse texto, a principal consideração feita é de que a [taxa de sismicidade](#) não varie ao longo do tempo, servindo para estimar as acelerações provocadas por tremores, mesmo que possam ocorrer muito raramente, de grandes proporções.

Suas aplicações fazem sentido quando se deseja saber o nível de segurança e resistência estrutural que devem ser impostos às edificações em geral, ou o valor de um contrato de

resseguro de plataformas de petróleo, ou outros grandes investimentos industriais, como usinas nucleares.

2.6 Análise Probabilística de Ameaça Sísmica

Na PSHA são considerados todos os possíveis tremores, as rupturas que os originaram e os movimentos do chão resultantes conjuntamente com suas probabilidades de ocorrência associadas de modo a encontrar o nível de movimento do chão que será excedido com uma determinada baixa tolerância (BAKER).

Se por um lado Cornell foi um dos pioneiros em desenvolver e apresentar a metodologia da PSHA, McGuire (1976) introduziu importantes elementos com seu software EQRISK. Mas fundamentalmente o método consiste de dois pilares, o primeiro é a definição de zonas sismogênicas como áreas ou linhas em cuja sismicidade deveria ser considerada espacialmente uniforme. O segundo é o pressuposto de que a sismicidade pode ser representada por um processo de Poisson. Os dois têm sido de uma maneira ou outra questionados e pesquisadores ainda propõem alternativas.

Uma PSHA pode ser separada em cinco passos para uma melhor compreensão:

- Identificar todas as fontes sísmicas capazes de produzir movimentos do chão potencialmente danosos.
- Caracterizar a distribuição de magnitudes (taxa de esperada de ocorrência para cada magnitude possível de tremor).
- Caracterizar a distribuição de distâncias dos tremores ao local de interesse associada com cada potencial fonte sísmica.
- Prever a distribuição resultante da intensidade do movimento do chão devido à distância do tremor, à magnitude, às condições geológicas do local de interesse, etc.
- Combinar as incertezas dos prováveis locais de origem, das prováveis magnitudes e dos prováveis movimentos do chão causados pelos tremores de terra usando o teorema da probabilidade total.

Os diferentes métodos de PSHA variam propondo alterações em uma ou mais de uma dessas etapas detalhadas a seguir.

2.6.1 Identificação das fontes sísmicas

Para identificar fontes sísmicas são utilizados desde registros históricos de sismicidade à evidências geológicas de falhamentos/rupturas datados com deslocamento e magnitudes inferidos e busca-se aproveitar de toda informação relevante disponível, como a medida secular de deslocamento relativo entre observações geodésicas contínuas ou mesmo da sismicidade recente.

Tipologia e Representação Geométrica

Quando se identifica uma fonte sísmica é comum representá-la segundo uma forma geométrica mais consistente com o conjunto das observações disponíveis para descrever as possíveis rupturas.

Ponto

Se apenas se conhece a localização isolada de um tremor antigo, com magnitude e com mecanismo de falhamento conhecido, é possível representá-lo como uma fonte sísmica de tipo pontual. Nesse tipo de fonte são definidos os limites superior e inferior da ruptura, sua orientação e tipo de falhamento (quando disponíveis) e o hipocentro é definido a partir do centro de cada ruptura.

Área

Quando o conhecimento sobre a geologia, a tectônica, ou mesmo a correlação espacial dos tremores no catálogo, permitam o delineamento de zonas com características sísmicas comuns, se costuma representar como áreas com forma poligonal onde por fim serão discretizadas como um conjunto de fontes sísmicas de característica pontual distribuída uniformemente por toda área.

Falha Simples

Muitas vezes os parâmetros de um falhamento ativo são claramente conhecidos e monitorados. Isso permite uma maior especificidade na representação da fonte sísmica, diminuindo, por exemplo, as incertezas na orientação das rupturas. Nesse caso a geometria da falha se caracteriza pela projeção do traço de falha na superfície e pelos limites superior e inferior da ruptura no plano de mergulho.

Falha Complexa

Casos de sismicidade mais complexa como zonas de subdução ou encontro de placas, tem uma sismicidade mais complexa, gerada por estruturas maiores e mais profundas que apresentam geralmente variações laterais de mergulho, acúmulo de esforços, orientação, etc. Fontes sísmicas em situações como essa são modeladas por como múltiplos segmentos simples e unidos de forma suave.

2.6.2 Caracterização da MFD

Conhecida a fonte sísmica e sua representação geométrica, é preciso caracterizar sua capacidade sismogênica determinando uma (ou mais) possíveis MFD a que se ajustam as observações. Isso inclui a forma da distribuição, a taxa geral de sismicidade (valor-a) e frequentemente as magnitudes mínima e máxima.

2.6.3 Caracterização da Distribuição de Distâncias

Dados um local de interesse e uma provável ruptura em uma fonte sísmica, é necessário calcular a distribuição das distâncias da fonte ao local de interesse.

É necessário calcular a distribuição da distância das possíveis rupturas em uma fonte sísmica à um determinado local de interesse.

2.6.4 Predição do Movimento do Chão

Para se estimar os possíveis níveis de movimento do chão causados por eventos de uma determinada magnitude à uma certa distância do local de interesse são utilizadas as GMPEs. forma geral da gmpe

Exemplo de modelagem de gmpe

2.6.5 Combinação de Incertezas e Avaliação da Ameaça Sísmica

Integral do Hazard....

Capítulo 3

Região de Estudo

3.1 Contexto Tectônico Sul-Americano

Texto
texto texto texto texto texto texto texto texto texto texto texto texto texto texto
texto texto texto texto texto texto texto texto texto texto texto texto texto texto
texto texto texto texto texto texto texto.

3.1.1 Sismicidade Sul Americana

Texto
texto texto texto texto texto texto texto texto texto texto texto texto texto texto
texto texto texto texto texto texto texto texto texto texto texto texto texto texto
texto texto texto texto texto texto texto texto.

3.2 Contexto Tectônico Brasileiro

Texto
texto texto texto texto texto texto texto texto texto texto texto texto texto texto
texto texto texto texto texto texto texto texto texto texto texto texto texto texto
texto texto texto texto texto texto texto.

3.3 Sismicidade Brasileira

3.3.1 Nordeste

3.3.2 Sul, Sudeste e Litoral Leste

3.3.3 Centro-Norte

Texto
texto texto texto texto texto texto texto texto texto texto texto texto texto
texto texto texto texto texto texto texto texto texto texto texto texto texto
texto texto texto texto texto texto texto texto texto texto texto texto.

3.3.4 Mato-Grosso

3.3.5 Extremo Oeste

3.4 Extremo Oeste

Capítulo 4

Contexto Teórico

4.1 Apresentação

Este capítulo apresenta a formalização das teorias aplicadas na fase de processamento.

Trata-se essencialmente das [técnicas de suavização](#) que, em geral, permitem extrair feições importantes do conjunto de dados.

Quando aplicadas à caracterização das [fontes sísmicas](#) em [PSHA](#) tornam possível gerar um conjunto regular de [fontes sísmicas pontuais](#) singularmente definidas pela suavização das [taxas de sismicidade](#) nas células de uma malha regular.

4.2 Técnicas de suavização

A idéia, no fundo, é estimar a distribuição espacial da taxa anual de sismicidade R ou sua [pdf](#). O método mais simples conhecido para essa estimativa seria o histograma.

4.2.1 Histograma 2D: uma possível função de densidade de probabilidade para a taxa de sismicidade

Numa malha regular a taxa anual de sismicidade em cada célula seria calculada contando, à partir de um catálogo com tempo de observação conhecido,

$$\frac{\text{o número observado de sismos na célula}}{\text{área/volume da célula} \times \text{número total de sismos observados}} / \text{tempo de observação em anos.} \quad (4.2.1)$$

Isso seria equivalente a preparar um histograma normalizado dos tremores em duas (ou três, considerando a profundidade) dimensões.

O que se busca, em geral, pelas técnicas de suavização é justamente suavizar essas contagens ou esse histograma normalizado que representa uma estimativa da função de densidade de probabilidade da taxa de ocorrência espacial de tremores.

4.2.2 Regressão e Suavizadores

Para os n pares (célula, taxa de sismicidade) $(x_1, R_1), (x_2, R_2), \dots, (x_n, R_n)$ obtidos pela contagem anterior, considere um modelo para a taxa de sismicidade R em uma determinada célula x_i a partir dessa amostra dado por

$$R(x_i) = \lambda(x_i) + \epsilon(x_i), \quad i = 1..n \quad (4.2.2)$$

onde os ϵ_i são v.a. não-correlacionadas que representam os erros tais que $E(\epsilon_i|X = x_i) = 0$ e a $Var(\epsilon_i|X = x_i) = \sigma^2(x_i)$. A função $\lambda(x_i) = E(R_i|X = x_i)$ é uma função de regressão.

É possível definir um estimador ou suavizador linear $\hat{\lambda}$ para λ , se para todo $x \in \mathbb{R}$ existe uma sequência de pesos $w_1(x), w_2(x), \dots, w_n(x)$ tais que $\sum_{i=1}^n w_i(x) = 1$, como sendo

$$\hat{\lambda}(x) = \sum_{i=1}^n w(x_i) R_i. \quad (4.2.3)$$

A questão passa a ser então como encontrar essa sequência de pesos w_i .

4.2.3 Função de Núcleo e Estimadores de Naradaya-Watson

Uma função de núcleo K (*Kernel*) é qualquer função par, contínua e limitada que satisfaz as seguintes propriedades:

$$(i) \int |K(\mathbf{r})| d\mathbf{r} < \infty \quad (ii) \lim_{|\mathbf{r}| \rightarrow \infty} |\mathbf{r} K(\mathbf{r})| = 0 \quad (iii) \int K(\mathbf{r}) d\mathbf{r} = 1.$$

Uma das possíveis maneiras de se encontrar os pesos w_i é o Estimador de Naradaya-Watson (REFERENCIA).

Seja $h \in \mathbb{R}, h > 0$ e K uma função de núcleo. Naradaya e Watson propõem, para a estimativa 4.2.3, os pesos

$$w_i(x) = \frac{K\left(\frac{x-x_i}{h}\right)}{\sum_{j=1}^n K\left(\frac{x-x_j}{h}\right)}, \quad (4.2.4)$$

onde h é conhecida como largura de banda ou *bandwidth*.

4.2.4 Formas das funções de núcleo

Dentre as possíveis expressões para as funções de núcleo é relevante destacar nesse texto duas.

A equação 4.2.5 apresenta a expressão da função de núcleo gaussiana:

$$K_{gs}(\mathbf{r}|h) = \dot{\eta}(h) e^{-\frac{\|\mathbf{r}\|^2}{2h^2}}, \quad (4.2.5)$$

onde h é a largura de banda definida para a função de núcleo e $\dot{\eta}(h)$ um fator de normalização para que sua integral seja igual à unidade.

Outra forma possível para a função de núcleo é uma Lei de Potência (*power-law*), que decai com o inverso do quadrado da distância, como na equação 4.2.6 a seguir:

$$K_{pl}(\mathbf{r}|h) = \frac{\ddot{\eta}(h)}{(\|\mathbf{r}\|^2 + h^2)^{\frac{3}{2}}}, \quad (4.2.6)$$

onde h é a largura de banda definida para a função de núcleo e $\ddot{\eta}(h)$ um fator de normalização para que sua integral também seja igual à unidade.

Quaisquer dessas duas funções podem ser usadas como função de núcleo para os estimadores de Naradaya-Watson apresentados anteriormente.

4.2.5 Contribuição de uma função de núcleo bidimensional

É importante notar que há uma outra abordagem possível para a estimativa da taxa de sismicidade.

Se, em vez de suavizar o histograma do catálogo sísmico numa malha regular, a proposta for avaliar a contribuição em probabilidade pela pdf de cada tremor em uma determinada célula da malha, é possível considerar uma função de núcleo como a pdf da ocorrência de cada tremor, e, essa contribuição numa célula j , devido ao tremor i em \mathbf{r}_i , dada pela integral da função de núcleo na área/volume da célula:

$$R_j(\mathbf{r}_i|h) = \int_{\text{cell } j} K(\mathbf{r} - \mathbf{r}_i | h) d\mathbf{r}, \quad (4.2.7)$$

onde h é a largura de banda da suavização.

Em todos os casos apresentados, é fácil notar que, a determinação da largura de banda influencia diretamente a estimativa da taxa de sismicidade. Os métodos estudados aqui variam essencialmente na forma com que a escolha da largura de banda é concebida e proposta.

4.3 Frankel, 1995

A proposta de Arthur Frankel (REFERENCIA) foi usar uma largura de banda fixa, nomeada distância de correlação d_F , e aplicar o estimador de Naradaya-Watson (REFE-RENCIA) para suavizar o histograma 2D da sismicidade utilizando uma função de núcleo gaussiana:

$$\tilde{n}_j = \frac{\sum_i n_i e^{-\left(\frac{d_{ij}}{d_F}\right)^2}}{\sum_i e^{-\left(\frac{d_{ij}}{d_F}\right)^2}}, \quad (4.3.1)$$

onde \tilde{n}_j é a taxa de sismicidade (número de sismos com magnitude m maior que a mínima magnitude M_d do catálogo) suavizada na célula j , n_i é o número de sismos em cada outra célula i e d_{ij} é distância entre a célula i e a célula j na malha.

Zechar & Jordan (REFERENCIA) propuseram uma variação da abordagem de Frankel avaliando a contribuição de cada tremor i na célula j em vez de suavizar o histograma 2D, mas para isso é preciso avaliar essa contribuição como na equação 4.2.7.

4.4 Woo, 1996

Já Gordon Woo (REFEERENCIA) propôs avaliar a contribuição de uma função de núcleo de cada sismo i ocorrido em \mathbf{r}_i na célula centrada em \mathbf{r} que dependa também de sua magnitude m :

$$R(\mathbf{r}, m) = \sum_{i=1}^N \frac{K(\mathbf{r} - \mathbf{r}_i, m)}{T(\mathbf{r}_i)}, \quad (4.4.1)$$

onde N é o número de tremores i no catálogo e $T(\mathbf{r}_i)$ é o período em que todo sismo de magnitude acima de m é completamente observado em \mathbf{r}_i .

A função de núcleo utilizada por Woo foi a proposta por Vere-Jones em 1992 (REFE-RENCIA) para um domínio espacial infinito:

$$K_{vj}(\mathbf{r}, m | a_W) = \frac{a_W - 1}{\pi h(m)^2} \left(1 + \frac{\mathbf{r}^2}{h(m)^2}\right)^{-a_W}, \quad (4.4.2)$$

onde a_W é parâmetro fractal tipicamente entre 1.5 e 2 que gera um decaimento de 3^a a 4^a ordem na densidade de probabilidade com a distância epicentral.

Na ordem prática, o tempo computacional deve ser reduzido e é prudente utilizar uma variante limitada para a função de núcleo proposta por Vere-Jones:

$$K_{vj}(\mathbf{r}, m | D_W) = \begin{cases} \frac{D_W}{2\pi h(m)^2} \left(\frac{h(m)}{\mathbf{r}} \right)^{2-D_W} & \mathbf{r} \leq h(m) \\ 0 & \mathbf{r} > h(m) \end{cases}, \quad (4.4.3)$$

onde D_W é dimensão fractal dos epicentros $D_W = 2 - a_W$.

Para a largura de banda $h(m)$, nos dois casos, Gordon Woo propôs utilizar a relação

$$h(m | a_0, a_1) = a_0 e^{a_1 m}, \quad (4.4.4)$$

em que a_0 e a_1 são determinados pela regressão entre a distância média de cada tremor ao vizinho mais próximo h em cada faixa de magnitude $m \pm dm$. É uma largura de banda dependente da magnitude.

4.5 Helmstetter, 2012

O trabalho de Agnès Helmstetter e Maximilian Werner (REFERENCIA) é focado principalmente em projeção de longo-prazo para ocorrência de tremores/rupturas. O principal pressuposto dessa técnica (seção 2.5.1) é que nesse período a taxa de sismicidade se mantenha invariante.

4.5.1 Taxa de sismicidade

Para eles a taxa de sismicidade em uma localização \mathbf{r} e em um instante t em função dos tempos e localizações dos tremores i em um catálogo poderia ser expresso por

$$R(\mathbf{r}, t) = \sum_{i=1}^N \frac{1}{h_i d_i^2} K_t \left(\frac{t - t_i}{h_i} \right) K_r \left(\frac{\|\mathbf{r} - \mathbf{r}_i\|}{d_i} \right), \quad (4.5.1)$$

onde $R(\mathbf{r}, t)$ é taxa de sismicidade na localização \mathbf{r} e no instante t , K_t é a função de núcleo na dimensão do tempo, onde t_i é a localização temporal do tremor i e h_i é a largura de banda temporal para o tremor i , K_r é a função de núcleo na dimensão do espaço, onde \mathbf{r}_i é a localização espacial do tremor i e d_i é a largura de banda espacial para o tremor i .

Como seu interesse é em projeção, restringiram os tempos do catálogo aos $t_i < t$ e ponderaram segundo um peso w da seguinte maneira:

$$R(\mathbf{r}, t) = R_{min} + \sum_{t_i < t} \frac{2w(\mathbf{r}_i, t_i)}{h_i d_i^2} K_t \left(\frac{t - t_i}{h_i} \right) K_r \left(\frac{\|\mathbf{r} - \mathbf{r}_i\|}{d_i} \right), \quad (4.5.2)$$

onde R_{min} é a mínima taxa de sismicidade, positiva, permitindo que ocorram eventos-surpresa onde não se tem registro de sismicidade.

Os pesos $w(\mathbf{r}_i, t_i)$, calculados em cada tremor i , propostos por Helmstetter são a transformação de Gutenberg-Richter. Consideraram uma contribuição maior para a taxa de sismicidade daqueles sismos que ocorreram onde e quando a magnitude de completude M_c era maior que a mínima magnitude M_d do catálogo em locais onde a magnitude do completude e o valor-b variavam. Note que o modelo de pesos acomoda bem variações espaciais e temporais

tanto da magnitude de completude como do valor-b. A expressão é a seguinte:

$$w(\mathbf{r}, t) = 10^{\textcolor{blue}{b}(\mathbf{r}, t)[M_c(\mathbf{r}, t) - \textcolor{blue}{M}_d]}, \quad (4.5.3)$$

onde w é o peso na localização \mathbf{r} e no instante t , $\textcolor{blue}{b}(\mathbf{r}, t)$ é o valor-b (corresponde à proporção de sismos pequenos e grandes, geralmente em torno de 1), $M_c(\mathbf{r}, t)$ é a magnitude de completude na localização \mathbf{r} e no instante t , M_d é a valor mínimo de magnitude no catálogo.

4.5.2 Método acoplado dos vizinhos mais próximos

Em sismologia, as funções de núcleo no espaço e no tempo são usualmente estimadas pela distância entre cada tremor e seu k^{simo} vizinho mais próximo.

A definição de cada h_i e d_i é feita por otimização, pelo método acoplado do k^{simo} vizinho mais próximo proposto por Choi and Hall, 1999 (REFERENCIA) com uma modificação para a função de núcleo temporal assimétrica.

Para cada tremor i , as larguras de banda h_i e d_i são escolhidas para minimizar a soma $h_i + a_{cnn} d_i$ sob a condição de que hajam ao menos k_{cnn} eventos à uma distância espacial menor que d_i e, simultaneamente, estejam no intervalo de tempo $[t_i - h_i, t_i]$. O parâmetro k_{cnn} controla a suavização geral do modelo, e a_{cnn} controla a importância relativa entre o tempo e o espaço. Valores altos de a_{cnn} apresentam alta resolução espacial e, ao mesmo tempo, são mais suaves no domínio do tempo. Em outras palavras:

$$h_i, d_i = \arg \min_{\substack{h_i \geq \textcolor{blue}{h}_k \\ d_i \geq \textcolor{blue}{d}_k}} [s(h_i, d_i | \textcolor{blue}{k}_{cnn}, a_{cnn}) := h_i + \textcolor{blue}{a}_{cnn} d_i], \quad (4.5.4)$$

onde k_{cnn} é o k^{simo} vizinho mais próximo, a_{cnn} é o acoplamento espaço-temporal, d_k é o $\max \{d_j\}, j = 1..k_{cnn}$ e $\textcolor{blue}{h}_k$ é o $\max \{h_j\}, j = 1..k_{cnn}$.

As larguras de bandas são escolhidas localmente, podendo ser menor, aumentando a resolução onde há maior densidade de informação, ou crescer onde há escassez de informação e menor resolução.

4.5.3 Taxa de sismicidade estacionária

Mesmo havendo modelado a dependência com o tempo para distribuição da taxa de sismicidade, a taxa estacionária \bar{R} que se preserva no longo-prazo em uma determinada localização \mathbf{r}_0 é a que mais interessa à PSHA e será o valor da mediana da taxa fornecida pelo modelo no período considerado:

$$\bar{R}(\mathbf{r}_0) = \text{Mediana}[R(\mathbf{r}_0, t)]. \quad (4.5.5)$$

O fato de se tomar a mediana faz com que variações na taxa de sismicidade devido a pré e pós-eventos não interfiram significativamente no valor da taxa estacionária. A decorrência mais importante desse fato é que o método dispensa a remoção de agrupamentos (seção ?? VER SECAO) do catálogo, um método paramétrico e quase sempre controverso.

4.5.4 Verossimilhança

Para otimizar os parâmetros do modelo de Helmstetter, é preciso dividir o catálogo de sismos. Uma parte serve para o aprendizado do modelo e a outra para avaliação.

Se a ocorrência de tremores pode ser modelada por um processo de Poisson com taxa N_p , então a probabilidade de se observar exatamente n eventos no período de tempo considerado é dada por

$$p(N_p, n) = \frac{N_p^n e^{-N_p}}{n!}. \quad (4.5.6)$$

E o logarítmico, a ser maximizado, da verossimilhança entre o que o modelo predisse e o que foi observado pode ser escrito como

$$L = \sum_{i_x=1}^{N_x} \sum_{i_y=1}^{N_y} \log p [N_p(i_x, i_y), n(i_x, i_y)] \quad (4.5.7)$$

onde $N_p(i_x, i_y)$ é taxa de sismicidade prevista pelo modelo para a célula (i_x, i_y) , $n(i_x, i_y)$ é número de eventos observados na célula (i_x, i_y) .

Os parâmetros R_{min} , a_{cnn} e k_{cnn} do modelo são otimizados pela maximização da verossimilhança L .

4.5.5 Ganho

Uma distribuição de Poisson espacialmente uniforme para a sismicidade com taxa N_u teria sua verossimilhança L_u expressa por

$$L_u = -N_t + \sum_{i_x=1}^{N_x} \sum_{i_y=1}^{N_y} n(i_x, i_y) \log N_u - \log [n(i_x, i_y)!] \quad (4.5.8)$$

onde $N_u = N_t/N_c$ com N_t o número de sismos no catálogo-alvo e N_c o número de células,

O ganho de probabilidade G por tremor predito no catálogo-alvo (de teste) sobre o que seria predito por uma distribuição espacialmente uniforme foi definido por (KAGAN, KNOPOFF, 1977) como

$$G = e^{\frac{L-L_u}{N_t}}. \quad (4.5.9)$$

Quando se compara dois modelos frente o mesmo catálogo-alvo, com a mesma quantidade de tremores N_t , a equação 4.5.9 pode ser simplificada, pois

$$\begin{aligned} L - L_u &= \sum_{i_x=1}^{N_x} \sum_{i_y=1}^{N_y} n(i_x, i_y) \log \left[\frac{N_p(i_x, i_y)}{N_u} \right] \\ &= \sum_{i=1}^{N_t} \log \left[\frac{N_p(i)}{N_u} \right] \end{aligned} \quad (4.5.10)$$

e o ganho G do modelo passa a ser o mesmo que média geométrica da taxa prevista pelo modelo sobre a taxa uniforme em todas as células:

$$\begin{aligned} G &= e^{\sum_{i=1}^{N_t} \frac{\log[N_p(i)/N_u]}{N_t}} \\ &= \langle N_p(i)/N_u \rangle_{geom} \end{aligned} \quad (4.5.11)$$

onde $\langle \cdot \rangle_{geom}$ significa média geométrica.

4.5.6 Testes

Helmstetter *et al* usam os testes propostos por Rhoades et al (2011) REFERENCIA para comparar diferentes modelos.

O teste-T avalia quando o ganho de informação de um modelo é significativamente diferente de um outro.

Para isso as taxas preditas pelos modelos são re-normalizadas para que o valor da taxa de sismicidade prevista pelos modelos seja igual à taxa observada.

Sendo $N_A(i)$ a taxa de sismicidade em i predita pelo modelo A e $N_B(i)$ a taxa de sismicidade em i predita pelo modelo B , o ganho de informação I por tremor, definido por Rhoades 2011 REFERENCIA, se reduz à

$$I(A, B) = \frac{1}{N_t} \sum_{i=1}^{N_t} \log \left[\frac{N_A(i)}{N_B(i)} \right]. \quad (4.5.12)$$

O ganho de informação I se relaciona com o ganho dos modelos (eq. 4.5.9) por

$$I = \log \left(\frac{G_A}{G_B} \right). \quad (4.5.13)$$

A variância da amostra de Rhoades apresentada por Helmstetter é

$$\sigma^2(x_i) = \frac{1}{N_t - 1} \left(\sum_{i=1}^{N_t} x_i^2 \right) - \frac{1}{N_t^2 - N_t} s \left(\sum_{i=1}^{N_t} x_i \right)^2, \quad (4.5.14)$$

onde $x_i = \log [N_A(i)/N_B(i)]$.

Seja o valor T_s também definido por Rhoades e apresentado por Helmstetter

$$T_s = \frac{I\sqrt{N_t}}{\sigma}. \quad (4.5.15)$$

Se x_i é independente e tem distribuição normal, então T_s deve ter distribuição de Student com $N_t - 1$ graus de liberdade. Para grandes valores de N_t a distribuição converge rapidamente para a normal.

O valor do ganho de informação é considerado significante se $T_s > 2$ no intervalo de 95% de confiança.

O teste de Wilcoxon (Siegmund, 1956) REFERENCIA é usado no caso de que x_i não tenha distribuição normal mas permanece simétrica e independente (Rhoades 2011) REFERENCIA. Esse teste avalia o quanto a mediana de x_i difere significativamente de zero. Isso é o mesmo que avaliar o quanto a taxa prevista por um modelo é significativamente diferente da prevista por outro modelo.

A probabilidade p_W de se observar um valor maior que a mediana de x_i é retornada pelo teste. Valores de $p_W < 0.05$ indicam que a mediana de x_i é significativamente diferente de 0.

Capítulo 5

Metodologia e Processamento

5.1 Conjunto de Dados

Texto
texto texto texto texto texto texto texto texto texto texto texto texto texto texto
texto texto texto texto texto texto texto texto texto texto texto texto texto texto
texto texto texto texto texto texto texto.

5.1.1 Fonte e Disponibilidade de Dados

5.2 Ferramentas

Texto
texto texto texto texto texto texto texto texto texto texto texto texto texto texto
texto texto texto texto texto texto texto texto texto texto texto texto texto texto
texto texto texto texto texto texto texto.

5.2.1 Programas

5.3.4 Análise da Completude

Texto
texto texto texto texto texto texto texto texto texto texto texto texto texto texto
texto texto texto texto texto texto texto texto texto texto texto texto texto texto
texto texto texto texto texto texto texto.

5.4 Frankel, 1995

5.5 Woo, 1996

Texto
texto texto texto texto texto texto texto texto texto texto

Aplicando o método de Woo, na Figura 5.1 temos:

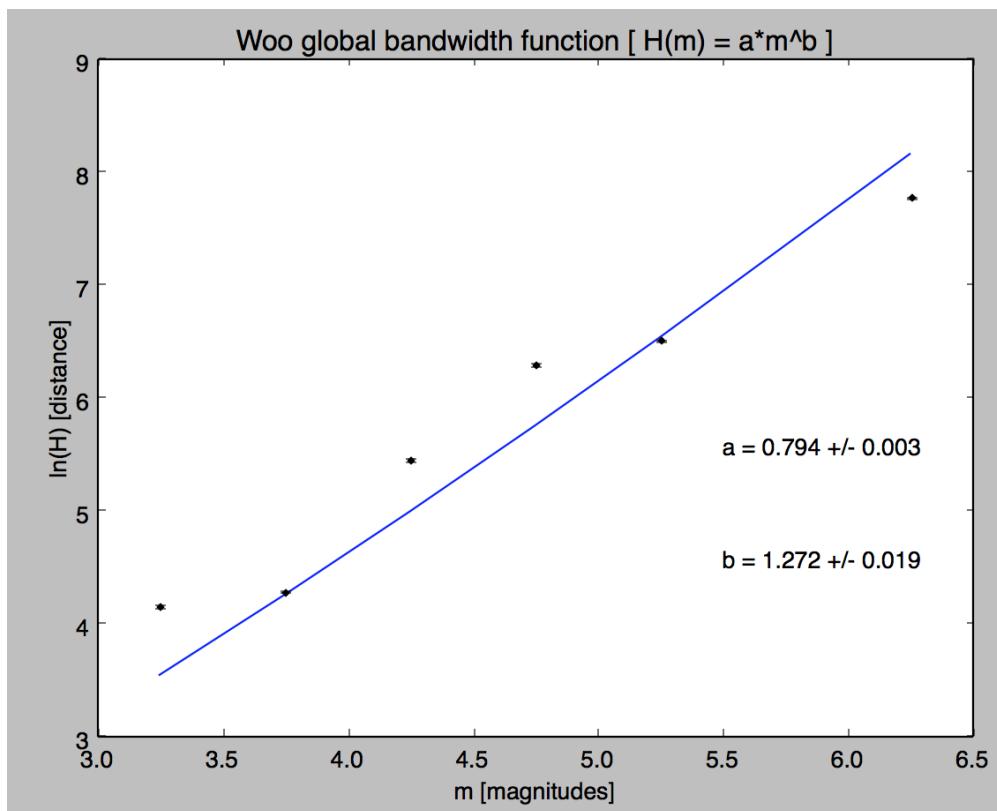


Figura 5.1: Ajuste da largura de banda para o método de Woo1996

5.6 Helmstetter, 2012

Texto
texto texto texto texto texto texto texto texto texto texto texto texto texto texto
texto texto texto texto texto texto texto texto texto texto texto texto texto texto
texto texto texto texto texto texto texto texto.

5.7 Pós-Processamento

Texto
texto texto texto texto texto texto texto texto texto texto

5.7.1 Cálculo da Ameaça Sísmica

Texto
texto texto texto texto texto texto texto texto texto texto texto texto texto
texto texto texto texto texto texto texto texto texto texto texto texto texto
texto texto texto texto texto texto texto texto texto texto texto texto.

5.7.2 Cálculo da Desagregação

Texto
texto texto texto texto texto texto texto texto texto texto texto texto texto
texto texto texto texto texto texto texto texto texto texto texto texto texto
texto texto texto texto texto texto texto texto texto texto texto texto.

Capítulo 6

Resultados

Os resultados obtidos através do processamento metodológico serão enumerados a seguir.

6.1 Resultados Anteriores

6.1.1 GSHAP

6.1.2 Zoneamento Sísmico

Cornell & McGuire !?!

Dourado, 2014

Na Figura 6.1 a ameaça sísmica calculada com o programa Crisis-v2007.

Os valores em gal [cm/s^2]) foram convertidos para unidades de g [m/s^2].

Na Figura 6.2 é apresentado o resultado do zoneamento sísmico feito por Dourado, 2014, calculado com o oq-engine.

Podemos observar que...

6.2 Suavização da Sismicidade

Dentre os métodos de suavização que foram investigados, são apresentados os seguintes resultados.

bla bla bla bla bla bal. bla bla bla bla bla bal.

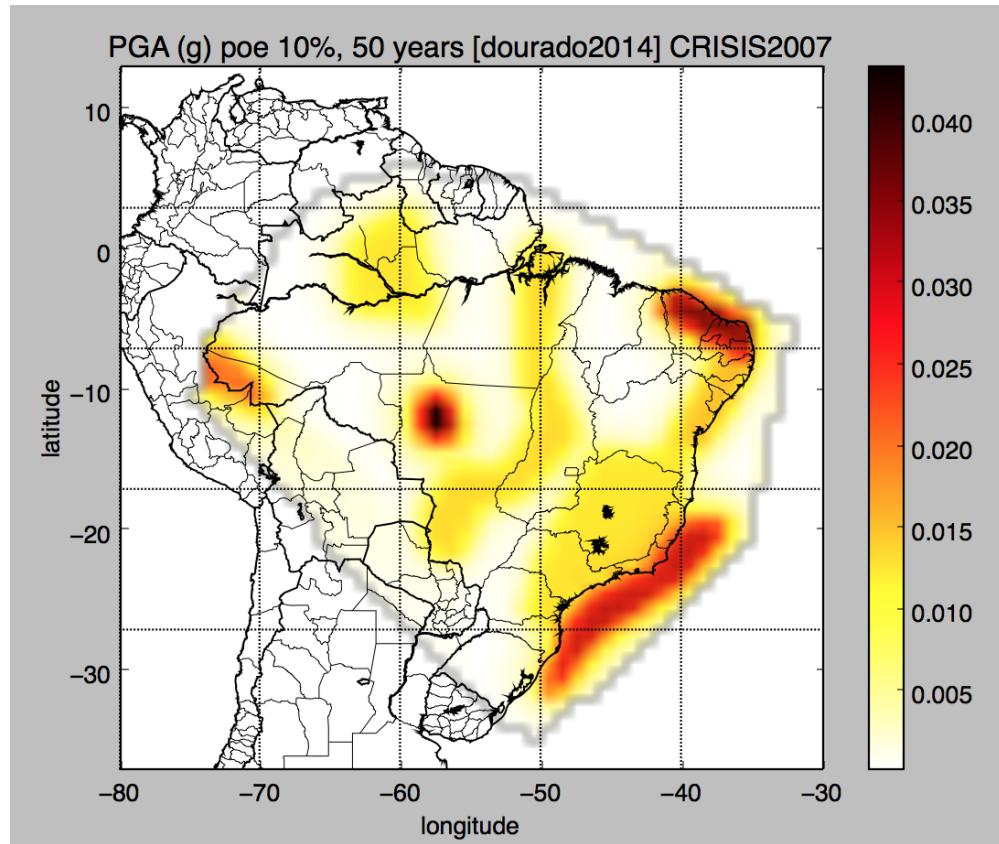


Figura 6.1: Seismic Rate: $a(m > M_{min} = 0)$ [Dourado, 2014, Crisis-2007]

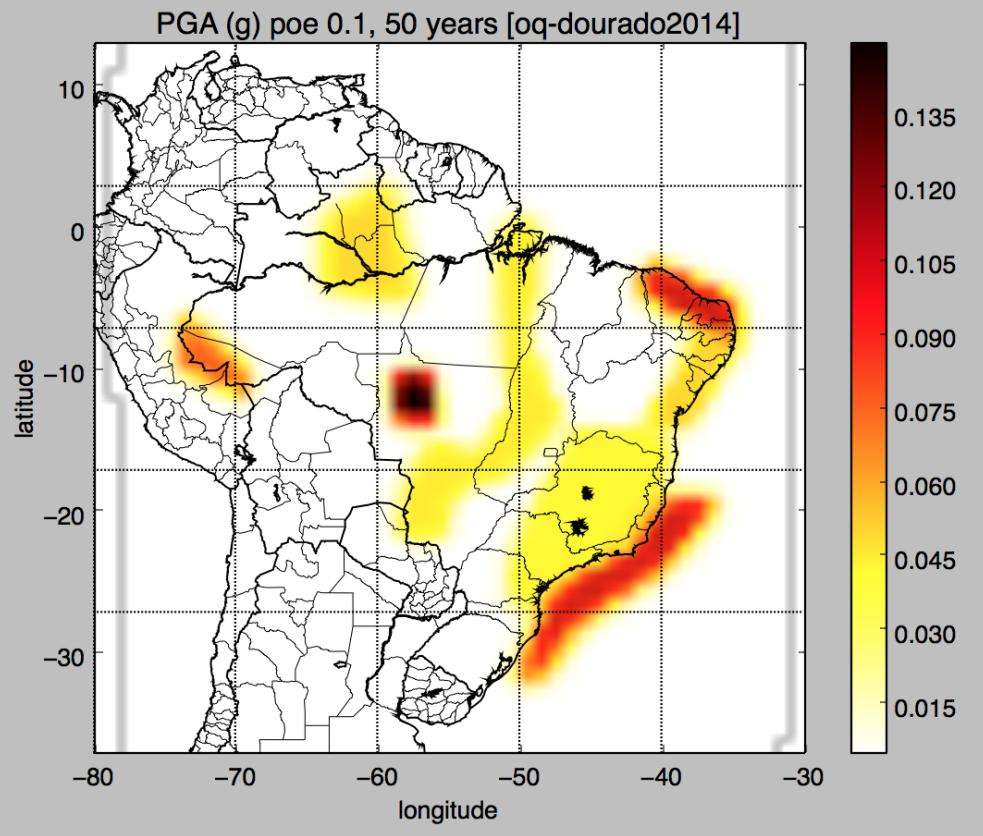


Figura 6.2: Seismic Hazard: $PGA(poe 0.1, 50y)$ [Dourado, 2014] OpenQuake-Engine

6.2.1 Frankel, 1995

bla bla bla bla bla bal. bla bla bla bla bal. bla bla bla bla bal.

O método de suavização proposto por Frankel, 1995, resultou na seguinte taxa de sismicidade observada na figura 6.3.

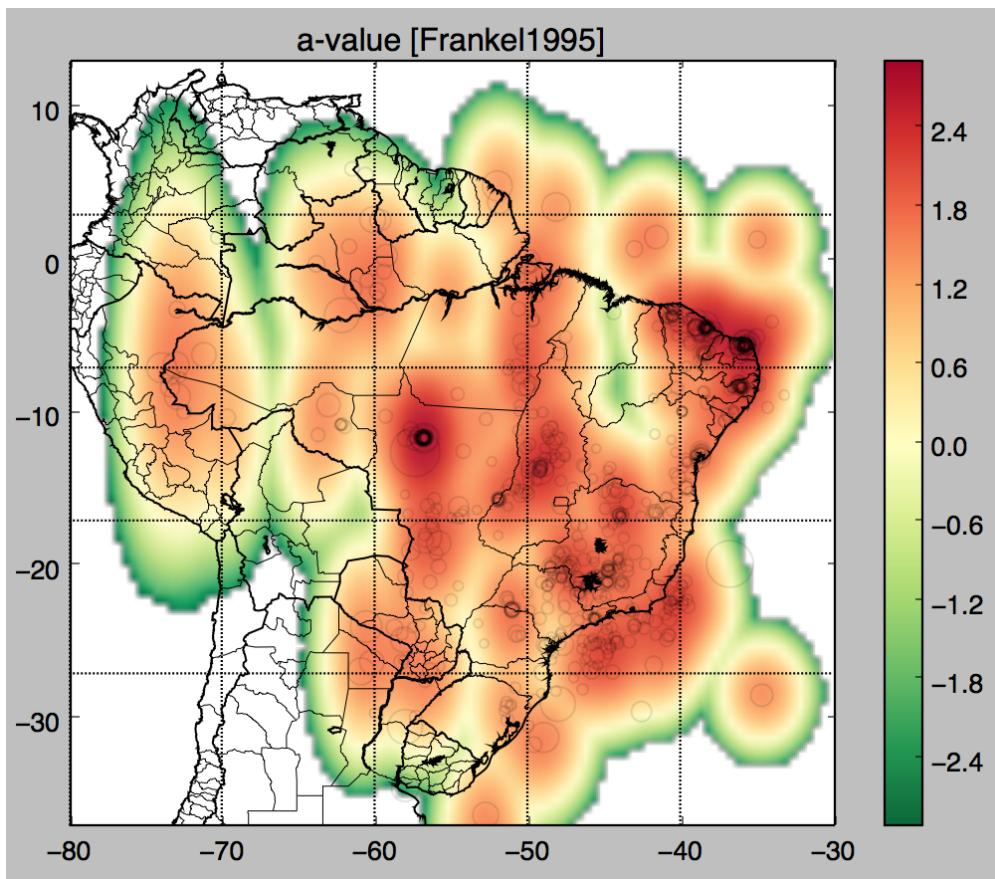


Figura 6.3: Seismic Rate: $a(m > M_{min} = 0)$ [Frankel, 1995]

Em seguida, na figura 6.4, se pode observar os valores da ameaça sísmica.

bla bla bla bla bal. bla bla bla bla bal.

Os resultados...

bla bla bla bla bal. bla bla bla bla bal.

6.2.2 Woo, 1996

bla bla bla bla bla bal. bla bla bla bla bal. bla bla bla bla bal.

Aplicando o método de Woo, na Figura 6.5 temos:

bla bla bla bla bla bal. bla bla bla bla bla bal.

A ameaça pode ser vista na figura 6.6:

Podemos observar...

bla bla bla bla bla bal. bla bla bla bla bla bal.

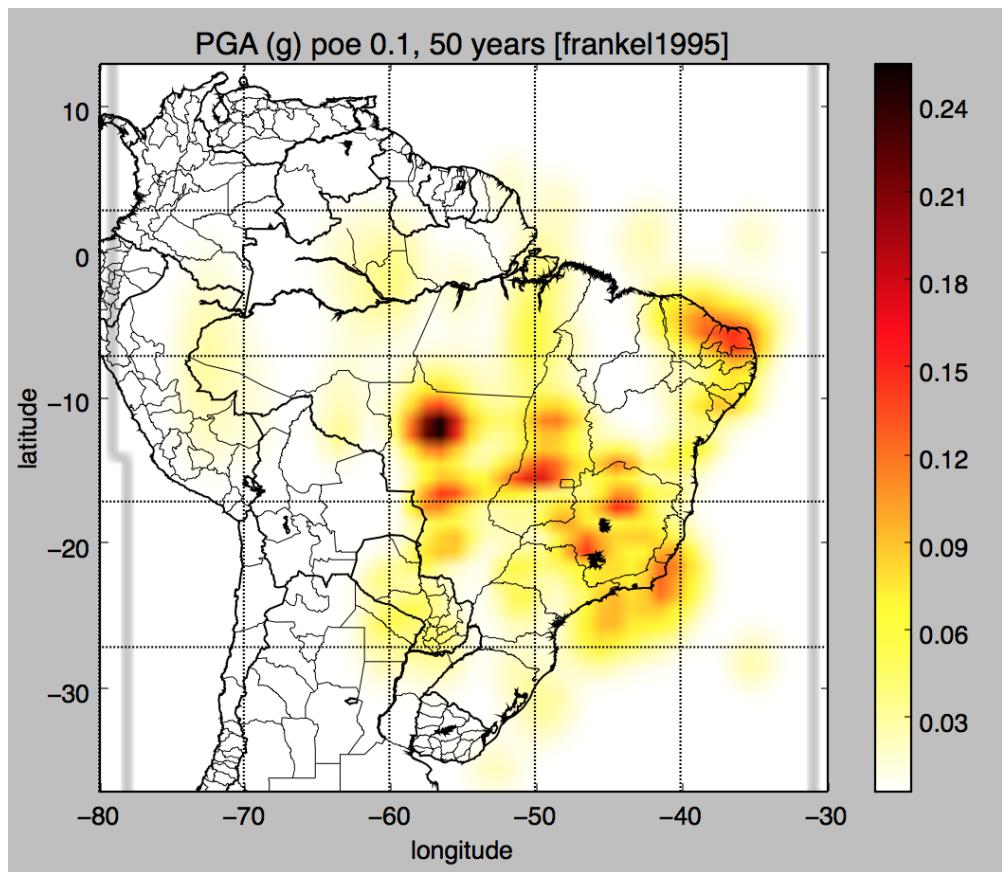


Figura 6.4: *Seismic Hazard: PGA(poe 0.1, 50y)[Frankel, 1995]*

6.2.3 Helmstetter, 2012

bla bla bla bla bla bal. bla bla bla bla bal. bla bla bla bla bla bal. bla bla bla bla bla bal. bla bla bla bla bal. bla bla bla bla bal.

Usando o método proposto por Helmstetter para a taxa de sismicidade de longo-prazo temos na figura 6.7 a seguinte taxa de sismicidade:

bla bla bla bla bla bal. bla bla bla bla bal. bla bla bla bla bla bal. bla bla bla bla bal. bla bla bla bla bal. bla bla bla bla bal.

E, na figura 6.8 o respectivo mapa de ameaça:

Podemos observar que...

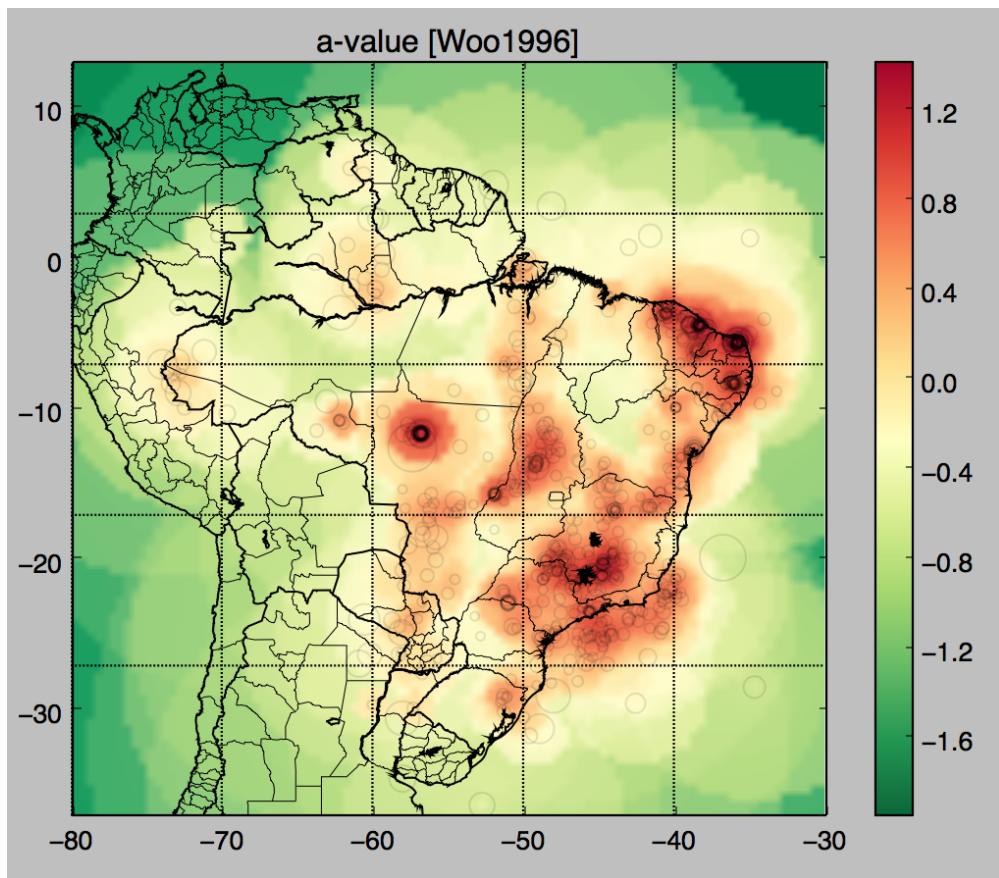


Figura 6.5: Seismic Rate: $a(m > M_{min} = 0)$ [Woo, 1996]

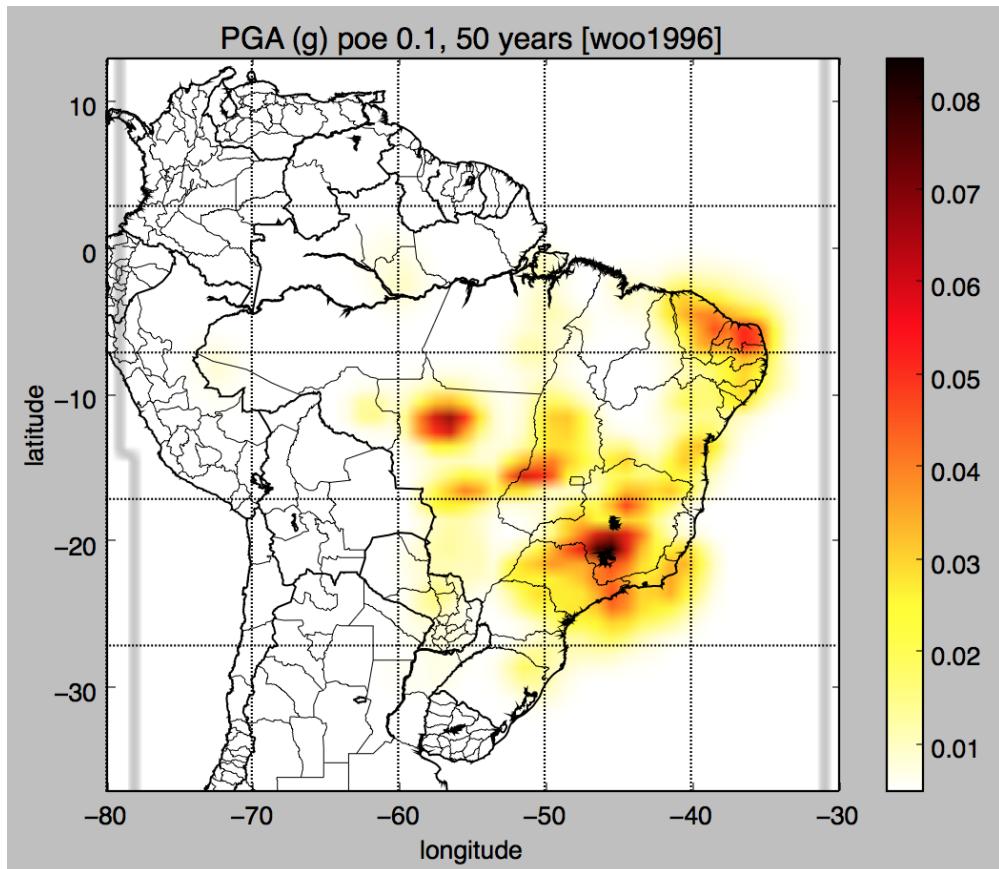


Figura 6.6: Seismic Hazard: $PGA(poe\ 0.1,\ 50y)$ [Woo, 1996]

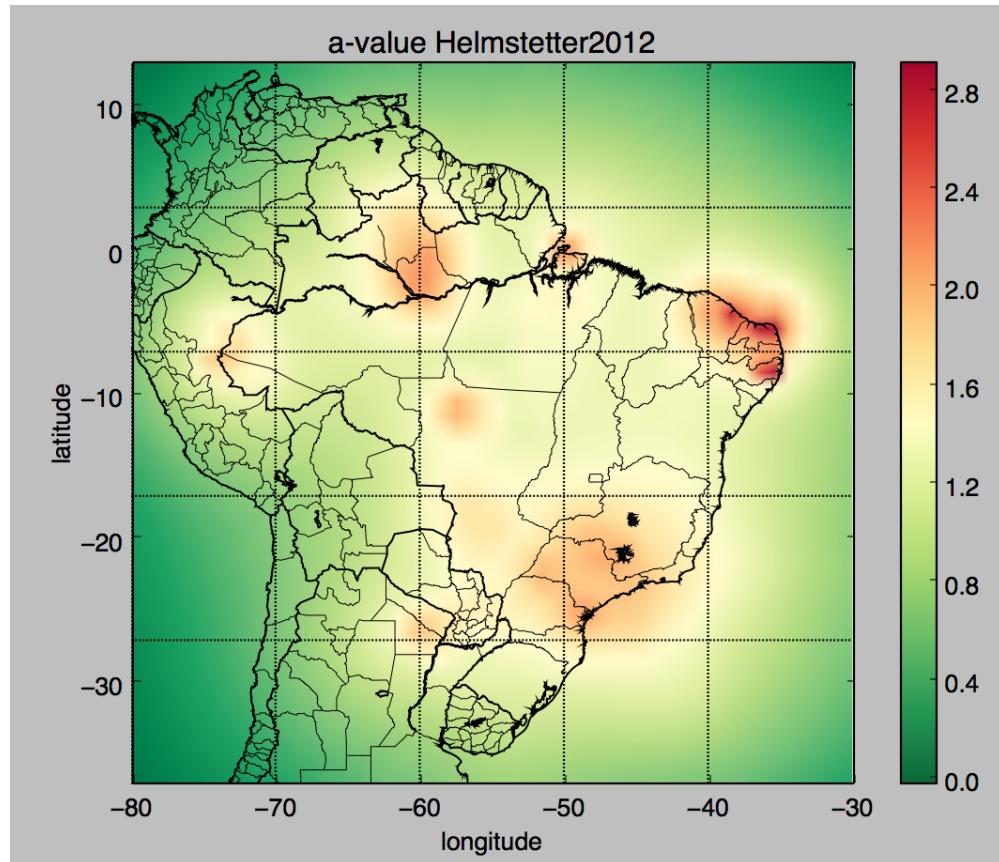


Figura 6.7: Seismic Rate: $a(m > M_{min} = 0)$ [Helmstetter, 2012]

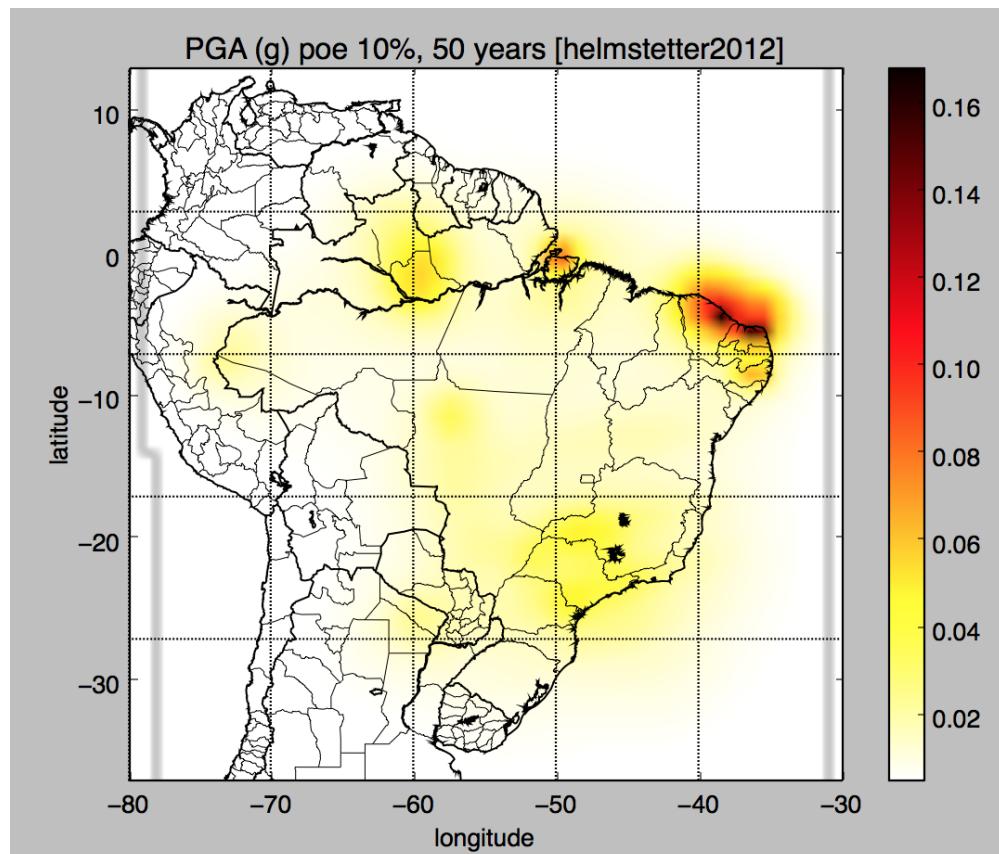


Figura 6.8: Seismic Hazard: $PGA(poe 0.1, 50y)$ [Helmstetter 2012]

Capítulo 7

Conclusões

Texto texto¹.

7.1 Considerações Finais

Texto texto.

7.2 Sugestões para Pesquisas Futuras

- comparação do ganho entre os modelos de Frankel, Woo, Helmstetter.
- melhoria da Magnitude Completeness e B-value
-

Texto texto.

¹Exemplo de referência para página Web: www.vision.ime.usp.br/~jmena/stuff/tese-exemplo

Apêndice A

Sequências

Texto texto.

| Limiar | MGWT | | | AMI | | | Spectrum de Fourier | | | Características espetrais | | |
|--------|-----------|-----------|-----------|-----------|-----------|-----------|---------------------|-----------|-----------|---------------------------|-----------|-----------|
| | <i>Sn</i> | <i>Sp</i> | <i>AC</i> | <i>Sn</i> | <i>Sp</i> | <i>AC</i> | <i>Sn</i> | <i>Sp</i> | <i>AC</i> | <i>Sn</i> | <i>Sp</i> | <i>AC</i> |
| 1 | 1.00 | 0.16 | 0.08 | 1.00 | 0.16 | 0.08 | 1.00 | 0.16 | 0.08 | 1.00 | 0.16 | 0.08 |
| 2 | 1.00 | 0.16 | 0.09 | 1.00 | 0.16 | 0.09 | 1.00 | 0.16 | 0.09 | 1.00 | 0.16 | 0.09 |
| 2 | 1.00 | 0.16 | 0.10 | 1.00 | 0.16 | 0.10 | 1.00 | 0.16 | 0.10 | 1.00 | 0.16 | 0.10 |
| 4 | 1.00 | 0.16 | 0.10 | 1.00 | 0.16 | 0.10 | 1.00 | 0.16 | 0.10 | 1.00 | 0.16 | 0.10 |
| 5 | 1.00 | 0.16 | 0.11 | 1.00 | 0.16 | 0.11 | 1.00 | 0.16 | 0.11 | 1.00 | 0.16 | 0.11 |
| 6 | 1.00 | 0.16 | 0.12 | 1.00 | 0.16 | 0.12 | 1.00 | 0.16 | 0.12 | 1.00 | 0.16 | 0.12 |
| 7 | 1.00 | 0.17 | 0.12 | 1.00 | 0.17 | 0.12 | 1.00 | 0.17 | 0.12 | 1.00 | 0.17 | 0.13 |
| 8 | 1.00 | 0.17 | 0.13 | 1.00 | 0.17 | 0.13 | 1.00 | 0.17 | 0.13 | 1.00 | 0.17 | 0.13 |
| 9 | 1.00 | 0.17 | 0.14 | 1.00 | 0.17 | 0.14 | 1.00 | 0.17 | 0.14 | 1.00 | 0.17 | 0.14 |
| 10 | 1.00 | 0.17 | 0.15 | 1.00 | 0.17 | 0.15 | 1.00 | 0.17 | 0.15 | 1.00 | 0.17 | 0.15 |
| 11 | 1.00 | 0.17 | 0.15 | 1.00 | 0.17 | 0.15 | 1.00 | 0.17 | 0.15 | 1.00 | 0.17 | 0.15 |
| 12 | 1.00 | 0.18 | 0.16 | 1.00 | 0.18 | 0.16 | 1.00 | 0.18 | 0.16 | 1.00 | 0.18 | 0.16 |
| 13 | 1.00 | 0.18 | 0.17 | 1.00 | 0.18 | 0.17 | 1.00 | 0.18 | 0.17 | 1.00 | 0.18 | 0.17 |
| 14 | 1.00 | 0.18 | 0.17 | 1.00 | 0.18 | 0.17 | 1.00 | 0.18 | 0.17 | 1.00 | 0.18 | 0.17 |
| 15 | 1.00 | 0.18 | 0.18 | 1.00 | 0.18 | 0.18 | 1.00 | 0.18 | 0.18 | 1.00 | 0.18 | 0.18 |
| 16 | 1.00 | 0.18 | 0.19 | 1.00 | 0.18 | 0.19 | 1.00 | 0.18 | 0.19 | 1.00 | 0.18 | 0.19 |
| 17 | 1.00 | 0.19 | 0.19 | 1.00 | 0.19 | 0.19 | 1.00 | 0.19 | 0.19 | 1.00 | 0.19 | 0.19 |
| 17 | 1.00 | 0.19 | 0.20 | 1.00 | 0.19 | 0.20 | 1.00 | 0.19 | 0.20 | 1.00 | 0.19 | 0.20 |
| 19 | 1.00 | 0.19 | 0.21 | 1.00 | 0.19 | 0.21 | 1.00 | 0.19 | 0.21 | 1.00 | 0.19 | 0.21 |
| 20 | 1.00 | 0.19 | 0.22 | 1.00 | 0.19 | 0.22 | 1.00 | 0.19 | 0.22 | 1.00 | 0.19 | 0.22 |

Tabela A.1: Exemplo de tabela.

Referências Bibliográficas

- Bakun e Wentworth (1999)** W. H. Bakun e C. M. Wentworth. Estimating earthquake location and magnitude from seismic intensity data. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 89(2):557–557. URL <http://www.bssaonline.org/content/89/2/557.short>. Citado na pág. 10
- Frankel (1995)** Arthur Frankel. Mapping seismic hazard in the central and eastern United States. *Seismological Research Letters*, 66(4):8–21. URL <http://srl.geoscienceworld.org/content/66/4/8.short>. Citado na pág. 1
- Gutenberg e Richter (1954)** Beno Gutenberg e Charles F. Richter. *Seismicity of the Earth and associated phenomena*. Princeton University Press, Princeton, New Jersey, 2nd ed. Citado na pág. 12
- Helmstetter e Werner (2012)** Agnès Helmstetter e Maximilian J. Werner. Adaptive spatiotemporal smoothing of seismicity for long-term earthquake forecasts in California. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 102(6):2518–2529. URL <http://www.bssaonline.org/content/102/6/2518.short>. Citado na pág. 1
- Kagan (2002)** Yan Y. Kagan. Seismic moment distribution revisited: I. statistical results. *Geophysical Journal International*, 148(3):520–541. ISSN 1365-246X. doi: 10.1046/j.1365-246x.2002.01594.x. URL <http://dx.doi.org/10.1046/j.1365-246x.2002.01594.x>. Citado na pág. 13
- Lowman Jr. e Montgomery (1998)** Paul Lowman Jr. e Brian Montgomery. Digital world tectonic activity map (dtam), 1998. URL <http://denali.gsfc.nasa.gov/dtam/seismic/>. Citado na pág. 3
- Richter (1958)** C. Richter. *Elementary Seismology*. A Series of books in geology. W. H. Freeman. URL <http://books.google.com.br/books?id=rtYSAQAAIAAJ>. Citado na pág. 10
- Richter (1935)** Charles F. Richter. An instrumental earthquake magnitude scale. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 25(1):1–32. URL <http://www.bssaonline.org/content/25/1/1.short>. Citado na pág. 9
- team (2010)** OpenSHA team. Área de ruptura em um falhamento geológico., 2010. URL http://www.opensha.org/sites/opensha.org/files/rupture_surface_lg.png. Citado na pág. 9
- USGS (1996)** USGS. Lithospheric plates cartography illustration, 1996. URL http://pt.wikipedia.org/wiki/Ficheiro:Placas_tect2_pt_BR.svg. Citado na pág. 4
- Vigil (1997)** Jose Vigil. A cross section illustrating the main types of plate boundaries., 1997. URL <http://pubs.usgs.gov/gip/earthq1/fig13.gif>. Wall map produced jointly by USGS, the Smithsonian Institution, and the U.S. Naval Research Laboratory. Citado na pág. 5

Woessner *et al.* (2010) J. Woessner, J. Hardebeck e E. Hauksson. What is an instrumental seismicity catalog. doi: 10.5078/corssa-38784307. URL http://www.corssa.ethz.ch/articles/themeiv/woessner_et_al/woessner_et_al.pdf. Citado na pág. 10, 11

Woo (1996) Gordon Woo. Kernel estimation methods for seismic hazard area source modeling. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 86(2):353–362. URL <http://www.bssaonline.org/content/86/2/353.short>. Citado na pág. 1

Glossário

astenosfera região dúctil entre a **litosfera** e o **manto terrestre**, com profundidades que variam de 60 a 700km. [4](#)

atividade sísmica frequêcia de ocorrência de **terremotos**. [4, 5, 37](#)

crosta terrestre parte superficial, rígida e mais externa do planeta Terra. [37, 38](#)

epicentro projeção ortogonal, sobre a superfície, do **hipocentro**. [6](#)

fonte sísmica estrutura geológica capaz de produzir tremores de terra. [19, 38](#)

fonte sísmica pontual representação geométrica por um ponto, de uma fonte sísmica. [19](#)

função de kernel funções n-dimensionais, cuja integral em todo o domínio resulta em 1, podendo ser usadas como estimativas para funções de densidade de probabilidade. [19](#)

GMPE Equação de predição do movimento do chão. [13, 16](#)

hipocentro representação geométrica do ponto no espaço, onde se iniciou o processo de ruptura da **crosta terrestre**. [6, 8, 37](#)

litosfera região rúptil, mais externa do planeta, formada pela **crosta terrestre** (continental e oceânica) e parte do **manto terrestre** superior, com aproximadamente 60km de profundidade. [4, 37](#)

manto terrestre material da porção intermediária do planeta, fluido em tempo geológico. [4, 37, 38](#)

placa litosférica placa de material da **litosfera**. [4, 5](#)

processo de ruptura processo que envolve o rompimento de uma região da crosta, o deslocamento relativo entre essas regiões, e consequantemente, a liberação de uma grande quantidade de energia, de forma praticamente instantânea, tomando-se como referênciia o **tempo geológico**. [37](#)

sismicidade ocorrência dos tremores. [39](#)

sismotectônica o estudo das relações entre os **terremotos** e a **tectônica** recente de uma região. Procuram compreender exatamente quais mecanismos de ruptura da geologia são responsáveis pela **atividade sísmica** em uma certa área, analisando, de forma combinada, registros recentes de tectonismo regional e considerando também evidências históricas e geomorfológicas. [5, 39](#)

taxa de sismicidade taxa com que terremotos são produzidos por determinada [fonte sísmica](#). [14, 19](#)

tectônica disciplina científica focada nos processos responsáveis pela criação e transformação das estruturas geológicas da Terra e de outros planetas.. [3, 5, 37–39](#)

tempo geológico escala de tempo que vai desde a formação do universo até os tempos atuais, englobando a formação do planeta e as transformações ocorridas desde então. [37](#)

teoria tectônica das placas foi uma teoria revolucionária para a [tectônica](#), propondo que a [crosta terrestre](#) terrestre estivesse dividida em placas à deriva sobre o [manto terrestre](#). [4, 39](#)

terremoto ruptura de alguma estrutura geológica. [3, 5, 6, 37, 39](#)

Técnicas de suavização aplicadas à caracterização de fontes sísmicas e à análise probabilística de ameaça sísmica. [i–iii](#)

técnicas de suavização consiste em capturar importantes feições do conjunto de dados, eliminando ruídos e outras estruturas de curto comprimento de onda presentes nos dados. [19](#)

Índice Remissivo

Teoria tectônica das placas

bordas, 4

interior, 5

Tectônica

Teoria tectônica das placas, 4

ácido

nucléico, 31, 32

área do trabalho

fundamentos, 21, 22, 31–35, 37, 38

função de densidade de probabilidade, 6

função de massa de probabilidade, 6

terremoto

ocorrência, 8

PSHA

identificação das fontes, 17

tectônica, 3

sismotectônica, 5

América do Sul, 21

sismicidade, 21

ameaça sísmica, 16

cálculo da ameaça, 19

caracterização da **MFD, 18**

caracterização da distribuição de distâncias, 18

catálogos, 10

fonte sísmica

área, 18

falha complexa, 18

falha simples, 18

ponto, 18

Frankel, 1995, 25

genoma

projetos, 2

Gutenberg-Richter MFD, 12

hemlstetter, 2012, 26

histograma, 6

instensidade macrossísmica, 10

magnitude, 9

momento sísmico, 9

Richter, 9

magnitude de completude, 15

MFD, 12

MFD com decaimento exponencial, 13

MFD Limitada, 13

MFD Truncada, 12

nucleotídeos, 31, 32

predição do movimento do chão, 18

probabilidade, 6

processo de Poisson, 7

projeção de ocorrência de rupturas, 16

PSHA, Análise Probabilística de Ameaça Sísmica, 17

Risco Sísmico, 15

sismicidade, 7

suavização

fundamentos, metodologia, 23

taxa de sismicidade, 14

Tipologia e Representação Geométrica, 17

valor-a, 15

valor-b, 14

Woo, 1996, 25