

3 Excitação Sísmica

No presente Capítulo são descritos os aspectos mais importantes sobre excitação sísmica, conceitos gerais de sismicidade e eventos sísmicos. São analisados, de maneira qualitativa, os efeitos de eventos sísmicos nos sistemas estruturais, e, por fim, é apresentada a formulação matemática da excitação sísmica para sua inclusão na análise dinâmica.

3.1. Conceitos Gerais Sobre Sismos e Sismicidade

3.1.1. Definição e principais características dos sismos

Um sismo, ou evento sísmico, também chamado terremoto ou tremor de terra, pode ser entendido como um movimento convulsivo, violento e passageiro da superfície terrestre gerada por distintas causas, podendo ser naturais ou artificiais. Dentre estas causas, as atividades vulcânicas e o contato ou fricção entre placas tectônicas que se deslocam entre si são responsáveis pela geração da maioria dos sismos. O sismo geralmente está relacionado à liberação de uma grande quantidade de energia no interior dos mantos rochosos. Essa liberação de energia é transmitida ao meio rochoso através de oscilações ou ondas que se propagam em todas as direções a partir do lugar de origem, chamado hipocentro, até chegar à superfície. Algumas das grandezas que caracterizam os sismos são:

- **Hipocentro:** Lugar sob o manto rochoso onde é originada a liberação de energia sísmica, como mostrado de forma esquemática na Figura 3.1.
- **Epicentro:** Lugar sobre a superfície terrestre localizado na interseção de um raio terrestre que passa pelo hipocentro com a superfície da terra (em cima do hipocentro, ver Figura 3.1).
- **Magnitude:** Medida que caracteriza a quantidade de energia que é liberada durante o evento sísmico. Geralmente seu cálculo é realizado

através de fórmulas matemáticas que são função dos registros obtidos (deslocamento, aceleração e velocidade) e da distância da estação de registro ao lugar de origem do sismo. Dentre as diversas escalas para calcular a magnitude de um sismo, a escala de Richter é a mais usada (Villaverde ,2008).

- **Intensidade:** Medida que relaciona o impacto sobre as atividades humanas e sobre o meio onde estas são desenvolvidas. A determinação da intensidade de um sismo é subjetiva e pode variar drasticamente entre dois lugares próximos, já que depende das condições de sítio. Existem muitas escalas que medem a intensidade de um sismo, as mais populares são as escalas de Mercalli e Mercalli Modificada. Detalhes podem ser encontrados em Villaverde (2008) e Clough e Penzien (1995).
- **Duração:** Duração de um sismo está relacionada com o tempo necessário para a dissipação da energia liberada durante o evento sísmico. O início do sismo corresponde ao instante de tempo em que são registradas as primeiras anomalias ou perturbações nos registros de vibração. O término do sismo, do ponto de vista de registro de vibrações, pode ser entendido como o instante de tempo em que as perturbações diminuem em até 95%, tendo como referência o valor máximo de alguma grandeza representativa registrada durante o evento sísmico. Por exemplo, o término de um sismo pode ser considerado como o instante em que as acelerações diminuem a um valor menor que 5% da aceleração máxima registrada na fase intensa do sismo. Geralmente, o tempo em que o sismo é percebido pelas pessoas, quando perceptíveis, é relativamente curto, indo de alguns segundos até um ou dois minutos. Porém, a duração total das oscilações e movimentos, dependendo das condições de sítio, pode permanecer, ainda que imperceptível, por um tempo mais prolongado. Sendo apenas registrados pelos aparelhos chamados sismógrafos.

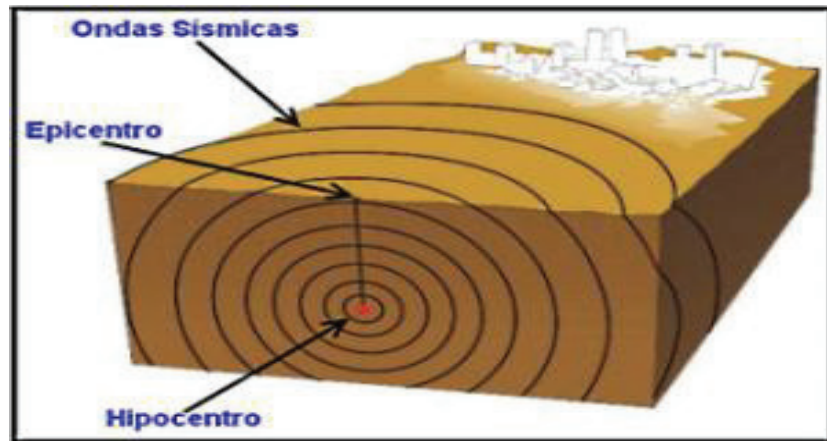


Figura 3.1 – Localização geográfica do hipocentro e epicentro de um sismo (<https://bussoladeplasma.wordpress.com/tag/epicentro>).

Dentre as causas naturais da ocorrência de sismos, a movimentação de placas tectônicas é responsável pela maior quantidade de sismos de grande magnitude e impacto. A maioria destes é localizada nas fronteiras das placas e são chamados de sismos interplacas. A Figura 3.2 mostra de forma esquemática a distribuição da atividade sísmica em todo o mundo. As zonas com registro de atividade sísmica são marcadas em cor vermelha. Pode ser observado que a maior concentração de atividade sísmica encontra-se, de fato, nas zonas limítrofes entre placas tectônicas. Uma zona que concentra uma grande quantidade de eventos sísmicos é o chamado cinturão do Pacífico, o qual recebe este nome porque ele contorna o perímetro do oceano do mesmo nome, tal como ilustrado na Figura 3.2. Cabe salientar que o Brasil, por se encontrar no meio da placa sul-americana, não tem registro de atividade sísmica significativa se comparado com as zonas localizadas nos perímetros das placas. A característica de um lugar geográfico que descreve a frequência com que ocorrem eventos sísmicos é chamada de sismicidade. Como no caso do Brasil, os lugares localizados nos centros das placas tectônicas, e afastados de atividade vulcânica, têm em geral sismicidade baixa, se comparada à sismicidade de regiões localizadas nas costas do Pacífico.

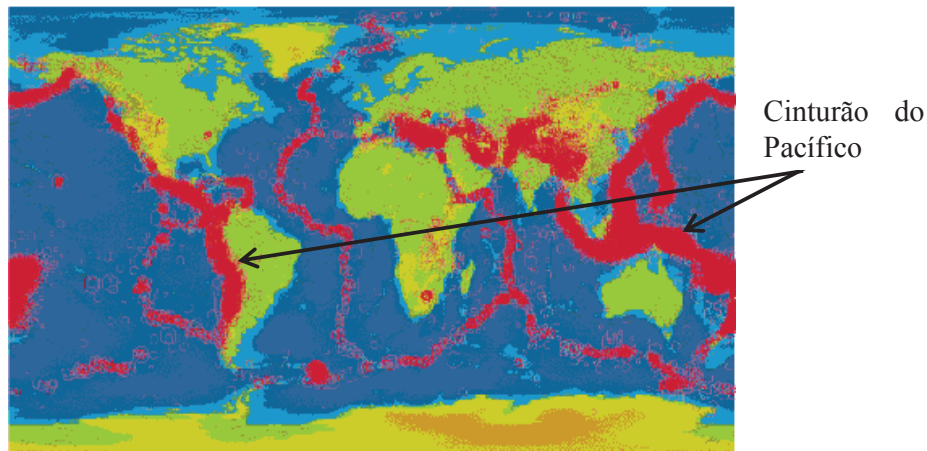


Figura 3.2 – Distribuição de atividades sísmicas no mundo (<http://www.visionlearning.com>).

3.1.2. Propagação e tipo de ondas sísmicas

Os sismos se propagam através da litosfera por meio de ondas (Figura 3.1). Na literatura, as ondas sísmicas são classificadas em dois grandes grupos. Um primeiro grupo é chamado de ondas de corpo, formado principalmente pelas ondas dilatantes, ondas P, que se propagam na direção das vibrações, e pelas ondas de cisalhamento, também conhecidas como ondas S, que têm uma propagação transversal à vibração das partículas (ver Figura 3.3). As ondas P têm maior velocidade de propagação entre 8 a 13 km/s (Villaverde, 2008), e são as primeiras a serem registradas pelos sismógrafos; já as ondas S são mais lentas que as ondas P, apresentando velocidade de propagação de entre 4 a 8 km/s (Villaverde, 2008). O segundo grupo é constituído pelas ondas de superfície, similares às ondas do mar, produto da interação entre as ondas P e S na superfície. A velocidade de propagação oscila ao redor de 3.5 km/s (Villaverde, 2008). Estas ondas são responsáveis pelos efeitos mais nocivos na superfície, sendo as mais conhecidas dentre elas, as ondas Rayleigh e Love. Uma representação esquemática da propagação destas ondas pode ser visto na Figura 3.3.

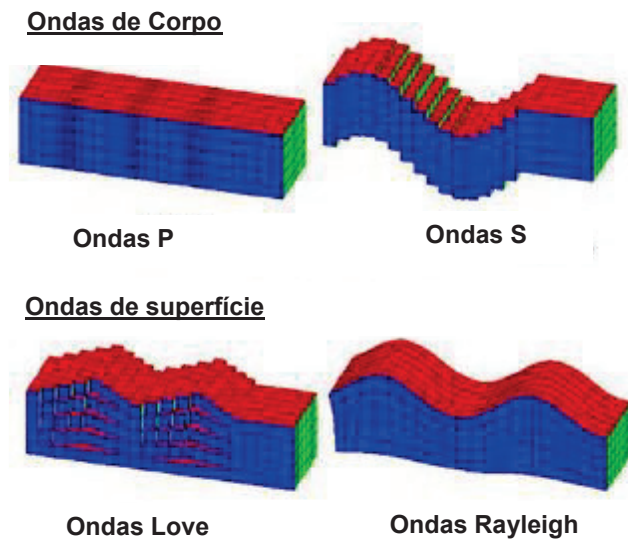


Figura 3.3 – Tipo e forma de propagação das ondas sísmicas no solo.

(<http://www.iesfuentenueva.net>)

3.2.

Efeito dos Sismos sobre os Sistemas Estruturais

Segundo Villaverde (2008), os efeitos dos sismos sobre as estruturas civis ocorrem principalmente devido a três causas: por falha do solo de fundação, por causas ou efeitos indiretos decorrentes dos sismos, e pela vibração do solo de fundação da estrutura.

A falha do solo de fundação de uma estrutura está relacionada à perda de integridade da massa de terra que serve de apoio à estrutura, ocasionada pela própria vibração ou pela interação com a estrutura. Dentre estas falhas, têm-se as fraturas, recalques excessivos e liquefação dos solos. Na Figura 3.4 são apresentadas fotografias que mostram dois tipos de falha do solo. Na Figura 3.4-a é mostrado o fraturamento de uma estrada por perda da estabilidade do solo de fundação que produz esforços de tração inadmissíveis para a estrutura do pavimento. Na Figura 3.4-b, pode ser visto o tombamento de um prédio que possui um sistema de fundação superficial. Neste último caso, a falha do solo de fundação é devida à perda de estabilidade por liquefação do solo, fenômeno que se produz principalmente em solos saturados quando a tensão efetiva tende a ser

nula. Em ambos os casos a falha do sistema solo-estrutura é devida à falha do solo de fundação, e, apesar de haver interação solo-estrutura, este fenômeno não é foco do estudo na presente tese.

Os efeitos indiretos que podem afetar uma estrutura estão relacionados aos fenômenos causados pela ocorrência de um sismo, tais como deslizamentos de terra, tsunamis, incêndios, etc. e representam ações fora do foco de estudo da interação solo-estrutura.

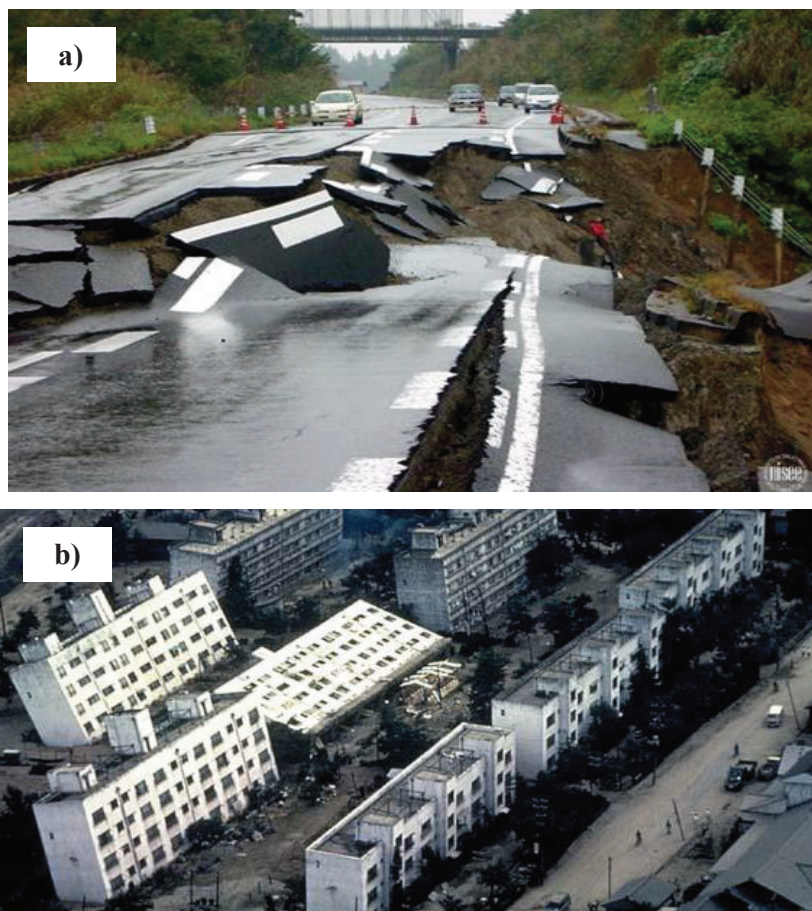


Figura 3.4 – Falha do solo por ação sísmica: a) fratura de solo em estrutura de estrada devida à vibração excessiva no terremoto de Kobe-Japão 1995. b) Tombamento de estrutura devido à liquefação do solo no terremoto de Nigata-Japão 1964 (<http://www.ngdc.noaa.gov/>).

O terceiro tipo de efeito sísmico é a vibração do solo de fundação que é propagada à estrutura. Este fenômeno é o que geralmente estuda-se na análise de estruturas sob a ação sísmica com finalidade de projeto e/ou dimensionamento. A vibração do solo de fundação é transmitida à estrutura pela inércia da massa da

estrutura que gera uma força oposta ao movimento da base. Estas vibrações podem produzir deslocamentos inadmissíveis nas estruturas, levando à falha de elementos estruturais ou até o colapso completo do sistema estrutural. Na Figura 3.5 é mostrado o colapso de uma edificação por vibração excessiva. Neste caso não há falha do solo de fundação e o colapso deve-se à falha de elementos estruturais que levam a perda da estabilidade do sistema estrutural.

Em um evento sísmico é possível ter a combinação de dois ou dos três tipos de efeitos anteriormente descritos. Porém, na presente tese, é estudado apenas o terceiro efeito, que é o estudo das vibrações da estrutura devido à vibração do solo de fundação.



Figura 3.5 – Colapso de edificação devido a vibração excessiva no terremoto em Ica-Perú 2007 (<http://www.elcomercio.pe>).

3.3. Formulação da Excitação Sísmica na Análise Estrutural

3.3.1. Registro da Aceleração sísmica

A excitação sísmica que age sobre o sistema, representada por um deslocamento de base, está presente no sistema de equações diferenciais de movimento como uma aceleração da base (equação 2.67). A resposta do sistema sob esta excitação depende das características da aceleração sísmica, tais como a máxima amplitude (máxima aceleração), duração da excitação (duração do

sismo), e o conteúdo e distribuição de frequências. Na prática, os sismos são registrados através de instrumentos chamados sismógrafos que fornecem dados relativos ao movimento do solo, tais como deslocamento, velocidade e aceleração no ponto de medição ou de controle. Tem-se assim a variação da aceleração do solo no tempo, o chamado acelerograma. Os acelerogramas registram, através de séries discretas, as informações necessárias para a determinação da função de aceleração de base $\ddot{u}_g(t)$ presente na equação (2.67). Um exemplo de acelerograma é mostrado na Figura 3.6, onde se registra a componente Norte-Sul da aceleração do sismo El Centro, ocorrido na Califórnia em 1940 (Clough e Penzien, 1995).

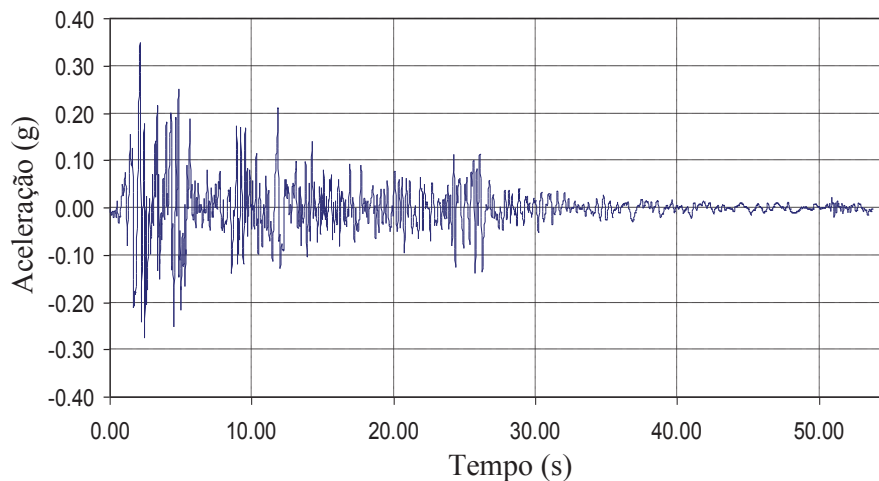


Figura 3.6 – Registro de aceleração do sismo “El Centro (Califórnia 1940)” direção Norte-Sul (Clough e Penzien, 1995).

3.3.2. Potência da excitação sísmica

Outra informação importante que pode ser obtida através do registro de aceleração do sismo é a função densidade de espectro de potência do sismo, identificada na presente tese pela sigla FDEP, que indica a distribuição da potência da aceleração sísmica em função da frequência. Clough e Penzien (1995) e Villaverde (2008) definem a função de potência de um sismo como:

$$\phi_{ff}(\omega) = \frac{1}{2\pi T} \left| \int_0^T \ddot{u}_g(t) e^{-i\omega t} dt \right|^2 \quad (3.1)$$

onde T é o tempo de duração da excitação sísmica. A equação (3.1) pode ser representada em termos da transformada de Fourier como:

$$\phi_{ff}(\omega) = \frac{1}{2\pi T} \left| \mathcal{F}(\ddot{u}_g(t)) \right|^2 \quad (3.2)$$

onde o operador $\mathcal{F}(f)$ retorna a transformada de Fourier da função $f(t)$, a saber:

$$\mathcal{F}(f) = \int_{-\infty}^{\infty} f(t) \cdot e^{-i\omega t} dt \quad (3.3)$$

A determinação da função densidade é de grande importância prática, já que fornece a distribuição da potência sísmica em função da frequência, ou seja, mostra o grau de participação das frequências na aceleração sísmica. Com esta informação é possível ter uma estimativa qualitativa do efeito de uma ação sísmica sobre um sistema estrutural onde são conhecidas as frequências naturais de vibração. Se uma estrutura é submetida a uma excitação sísmica, o efeito em termos de acelerações e deslocamentos será maior se as frequências naturais principais da estrutura, ou seja, com maior participação no movimento, encontram-se na faixa onde a função densidade de espectro de potência é maior.

A Figura 3.7a mostra o registro de aceleração da fase intensa de um sismo, normalizado com respeito à aceleração máxima, e sua correspondente função de espectro de potência. Neste espectro, pode ser observado que o sismo concentra sua maior potência no intervalo de frequências que estão entre 2 Hz e 30 Hz, como ilustrado na Figura 3.7b. Isto indica que o efeito do sismo será maior em sistemas estruturais cujas frequências de vibração associadas aos modos com maior participação se encontrem nesta faixa de frequências.

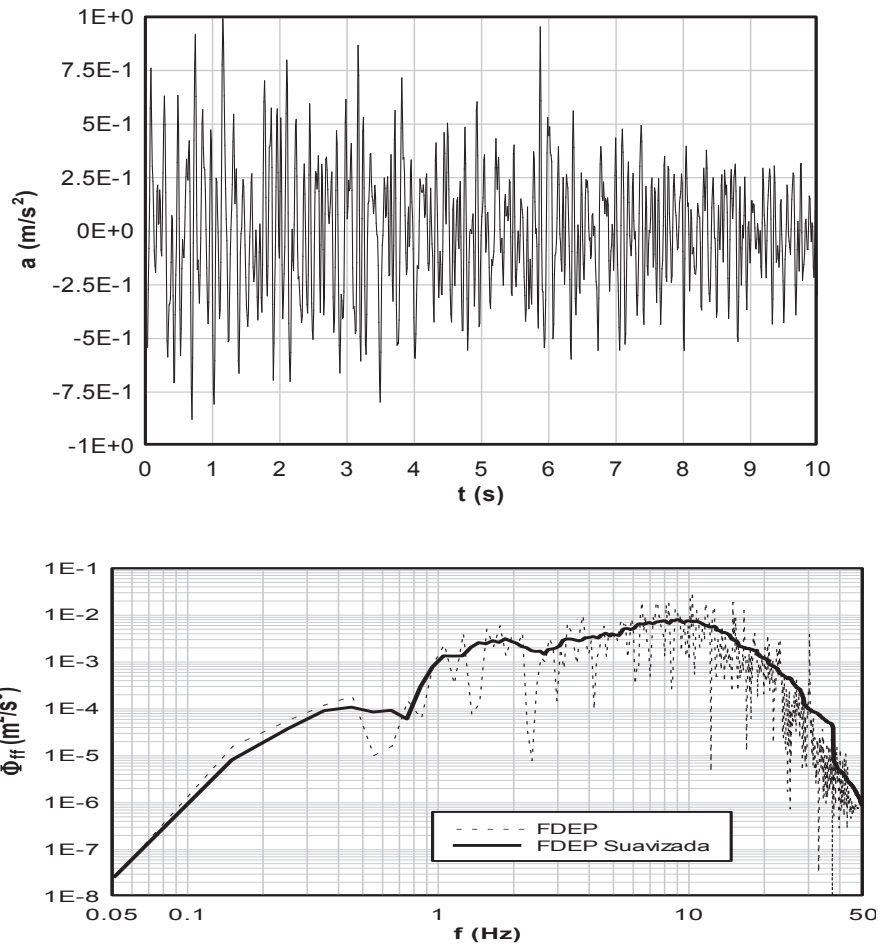


Figura 3.7 – FDEP gerada a partir de um acelerograma normalizado (Roehl, 2000).

Na prática, os registros de aceleração sísmica são descritos por séries temporais discretas. Neste caso, é necessário um procedimento que permita a obtenção da FDEP da aceleração sísmica usando esses registros discretos. Neste contexto, o emprego da Transformada Discreta Rápida de Fourier, conhecida pela sigla FFT, é uma ferramenta útil para a determinação da FDEP de uma aceleração com registro em série discreta. A FFT de uma função discreta f com N pontos resulta em outra função discreta também de N termos. Os termos da FFT podem ser calculados em pares seguindo a formulação apresentada em Peled e Liu (1976) e em Brigham (1974) a través de:

$$F_n = \frac{1}{2}(Y_n + W_n \cdot Z_n) \quad n = 0.. \frac{N}{2} - 1$$

$$F_{\frac{N}{2}+n} = \frac{1}{2}(Y_n - W_n \cdot Z_n) \quad n = 0 \dots \frac{N}{2} - 1 \quad (3.4)$$

com:

$$Y_n = \frac{1}{N/2} \sum_{j=0}^{N-1} f_{2j} \cdot e^{-i \frac{2\pi n j}{N/2}}$$

$$Z_n = \frac{1}{N/2} \sum_{j=0}^{N-1} f_{2j+1} \cdot e^{-i \frac{2\pi n j}{N/2}}$$

$$W_n = e^{-i \frac{2\pi n j}{N}} \quad (3.5)$$

Aqui F_n é o valor do n ésimo termo da Transformada de Fourier e f_{2j} e f_{2j+1} são os termos pares e ímpares da função discreta f a ser transformada, respectivamente. Maiores detalhes sobre a obtenção do FDEP podem ser encontradas em Villaverde (2008).

3.4. Geração de Sismos Artificiais

Na prática, quando os registros disponíveis dos eventos sísmicos nos lugares próximos ao lugar do projeto são insuficientes, ou indisponíveis, ou não contemplam a faixa de frequências de interesse da estrutura, ou mesmo não cumprem com as exigências das normas de projeto, é muito útil a geração de sismos artificiais a partir de uma função de densidade de espectro de potência, FDEP (Clough e Penzien (1995), Roehl, 2000). Nesta seção é apresentada uma formulação para geração de sismos artificiais seguindo as metodologias propostas em Clough e Penzien (1995) e em Roehl (2000).

3.4.1. Formulação de sismos artificiais

Os parâmetros envolvidos na geração de um sismo artificial são diversos e dependem de características particulares do local, tais como natureza do solo,

distância do epicentro, profundidade do foco do sismo, características geológicas ao longo do percurso de propagação do sismo, etc.

Um dos métodos mais utilizados na geração de sismos artificiais, a partir de uma FDEP, é o método da superposição de harmônicos, no qual uma função harmônica no tempo é descrita como:

$$x_i(t) = A_i \text{sen}(\omega_i t + \alpha_i) \quad (3.6)$$

onde $x_i(t)$ é a i -ésima função harmônica, A_i é a amplitude do i -ésimo harmônico, ω_i é a frequência circular e α_i é o ângulo de fase. Estas funções senoidais são superpostas para obtenção do processo aleatório, que serve de base para caracterização do acelerograma do sismo, e é assim dado por:

$$\ddot{u}(t) = \sum_{i=1}^N x_i(t) \quad (3.7)$$

A equação (3.7) define a forma da aceleração do sismo artificial, que acaba sendo uma série de Fourier em seno. Os harmônicos com frequência circular ω_i têm as correspondentes amplitudes $A_i = 2|C_i|$, onde C_i é o valor da FDEP correspondente ao valor de frequência ω_i . Estes valores são obtidos a partir da média dos quadrados da função $x_i(t)$ no intervalo $0 < t < T$, onde T é a duração da fase intensa do sismo, em segundos.

A correspondência entre a média dos quadrados da função $x_i(t)$ e a função densidade de espectro de potência, FDEP é dada por:

$$\phi_{ff}(\omega) = \frac{A_i^2}{2\Delta\omega} \quad (3.8)$$

A equação (3.8) atende à função densidade unilateral, ou seja, a FDEP que tem toda a sua potência concentrada somente no semieixo positivo de ω . A diferença entre as frequências consecutivas ω_i e ω_{i-1} é um valor fixo, correspondente a $\Delta\omega = dt/2\pi$. O que garante a aleatoriedade do processo é a

geração do ângulo de fase, α_i , que é obtido randomicamente através de uma função densidade de probabilidade uniforme entre 0 e 2π .

3.4.2.

Função intensidade e correção da linha base

O acelerograma que representa um sismo deve começar com a aceleração igual a zero e gradativamente aumentar seus valores até que atinja a fase mais intensa do sismo e, depois, ter esses valores da fase intensa reduzidos até alcançar o valor de aceleração que se deseja. Assim sendo, é preciso que seja aplicada uma correção nos valores obtidos no método da superposição de oscilações. Para isto, utiliza-se uma função, chamada função intensidade, $I(t)$, que visa fornecer ao acelerograma gerado o caráter não estacionário para simular um sismo mais próximo de um real. Existem várias formas de se definir uma função intensidade $I(t)$. Uma maneira comumente adotada tem a seguinte definição proposta por Clough e Penzien (1995):

a) Fase inicial ($0 < t < T_{inicial}$):

$$I(t) = \left(\frac{t}{T_{inicial}} \right)^2 \quad (3.9)$$

onde: $T_{inicial}$ é o instante em que se inicia a fase intensa do sismo e pode ser estimado como $T_{inicial} = 10\%T$ (Roelh, 2000).

b) Fase intensa ($T_{inicial} < t < T_{final}$):

$$I(t) = 1 \quad (3.10)$$

onde T_{final} é o instante em que acaba a fase intensa do sismo.

c) Fase final ($T_{final} < t < T$):

$$I(t) = e^{a(t-T_{final})} \quad (3.11)$$

O fator a é determinado de modo a garantir uma redução de 95% do valor da aceleração máxima ao final do intervalo. A função $I(t)$ é aplicada no processo superposição da seguinte forma:

$$\ddot{u}(t) = I(t) \sum_{i=1}^N x_i(t) \quad (3.12)$$

Uma condição importante a ser considerada é que a aceleração, a velocidade e o deslocamento iniciais, assim como a aceleração e a velocidade finais, naturalmente devem ter valores nulos, de forma que o acelerograma gerado simule adequadamente as características de um sismo real. Estas condições, em parte, são atendidas quando aplicada a função intensidade $I(t)$. No entanto, para que as condições de contorno sejam satisfeitas, utiliza-se uma correção dos valores do acelerograma de modo que ele passe a atender tais critérios. A correção utilizada é feita ponto a ponto na série discreta de valores do acelerograma, já com a função intensidade aplicada. Esta correção, denominada correção da linha de base, tem a seguinte forma:

$$\ddot{y}_{cc}(t) = \ddot{y}_{nc}(t) + a_c + 2b_c \cdot t + 3c_c t^2 \quad (3.13)$$

onde \ddot{y} é a função aceleração a corrigir e os subscritos cc e nc indicam o acelerograma corrigido e não corrigido, respectivamente. As constantes de correção a_c , b_c e c_c são obtidas utilizando a equação (3.14) que estabelece a operação de minimização aplicada ao funcional $F(t, V_0, a_c, b_c, c_c)$. Para isto a primeira variação do funcional tem que ser nula, ou seja:

$$\delta F(t, V_0, a_c, b_c, c_c) = \delta \int_0^T (\dot{y}_{cc})^2 dt = 0 \quad (3.14)$$

onde T é a duração total do sismo

A seguir é apresentado um diagrama de fluxo com as etapas principais na geração de sismos artificiais (Roehl, 2000).

Geração de sismos artificiais a partir de uma FDEP

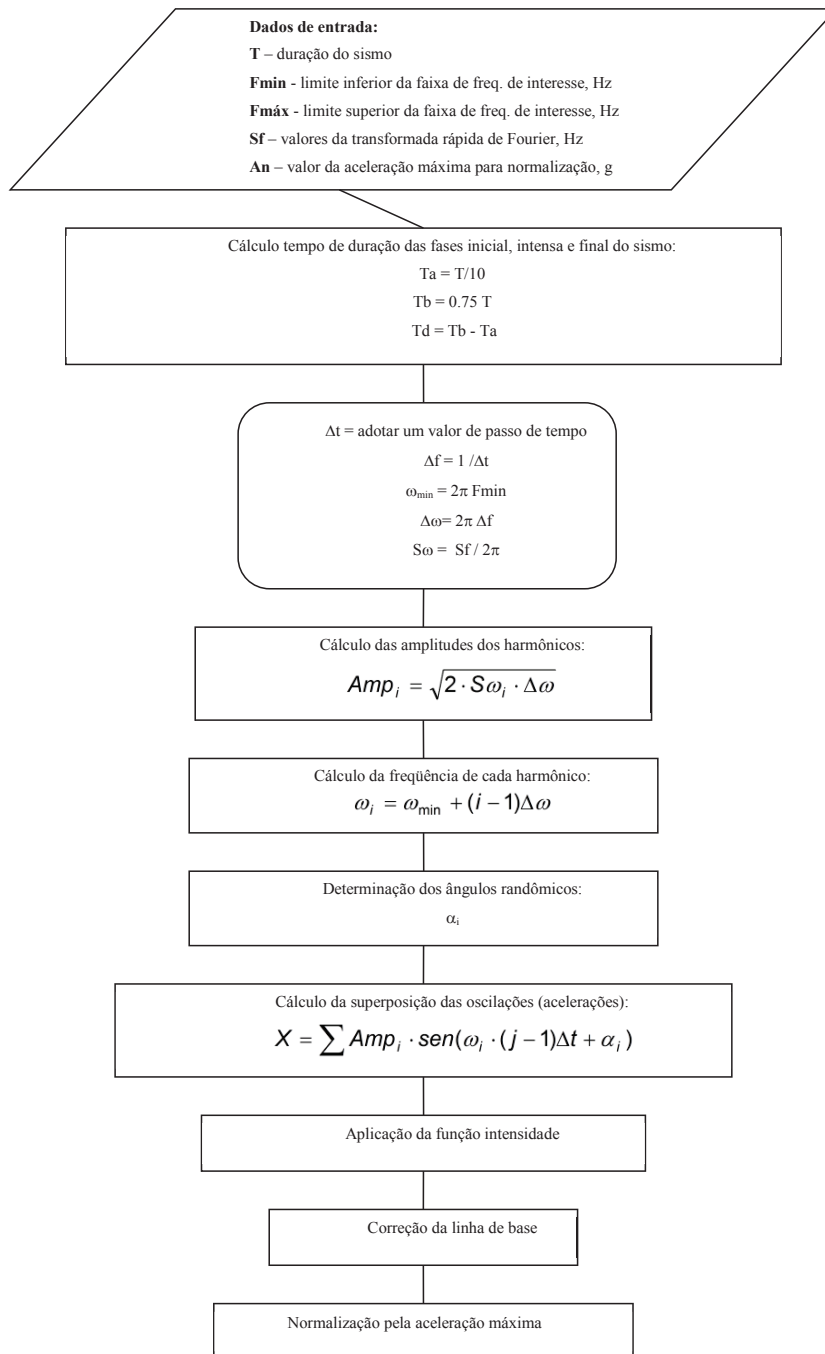


Figura 3.8 – Fluxograma para a geração de um sismo artificial a partir de uma FDEP (Roehl, 2000).