

## 4 Fundamentos de análise sísmica

### 4.1 Tipos de sismos

A teoria atualmente mais aceita para explicação dos movimentos sísmicos foi formulada em 1912 pelo cientista alemão Alfred Wegener, conhecida como a *teoria da deriva dos continentes*, a qual admite que há 200 milhões de anos todos os continentes estavam unidos, formando uma só massa continental, denominada Pangea (figura 4.1). No início da era geológica do Mesozóico, esta massa universal começou a fraturar e dividir-se, formando as massas continentais que hoje existem. Os conhecimentos adquiridos pelos pesquisadores e cientistas durante as últimas décadas tendem a confirmar esta teoria da formação dos continentes.

A crosta terrestre está dividida em 17 placas principais que se movimentam lateralmente umas em relação às outras, impulsionadas por correntes de convecção térmica que se originam no manto terrestre. Estes movimentos estão associados direta (sismos por subducção) ou indiretamente (sismos intraplaca) com a atividade sísmica do planeta.

#### *a) Sismos de subducção*

Estudos oceanográficos demonstram que no centro do Oceano Atlântico há uma cadeia montanhosa de aproximadamente 40.000km de extensão, que se expande e ramifica, formada por material magmático proveniente do manto da Terra. Para compensar a saída deste material magmático é necessário que correntes descendentes mergulhem material da crosta, em movimentos de subducção (figura 4.2). As zonas onde ocorre esta perda de material são conhecidas como zonas de subducção. Os movimentos de subducção são acompanhados de grande liberação de energia, que se irradia sob forma de ondas de tensão provocando tremores e, conforme a intensidade, terremotos.

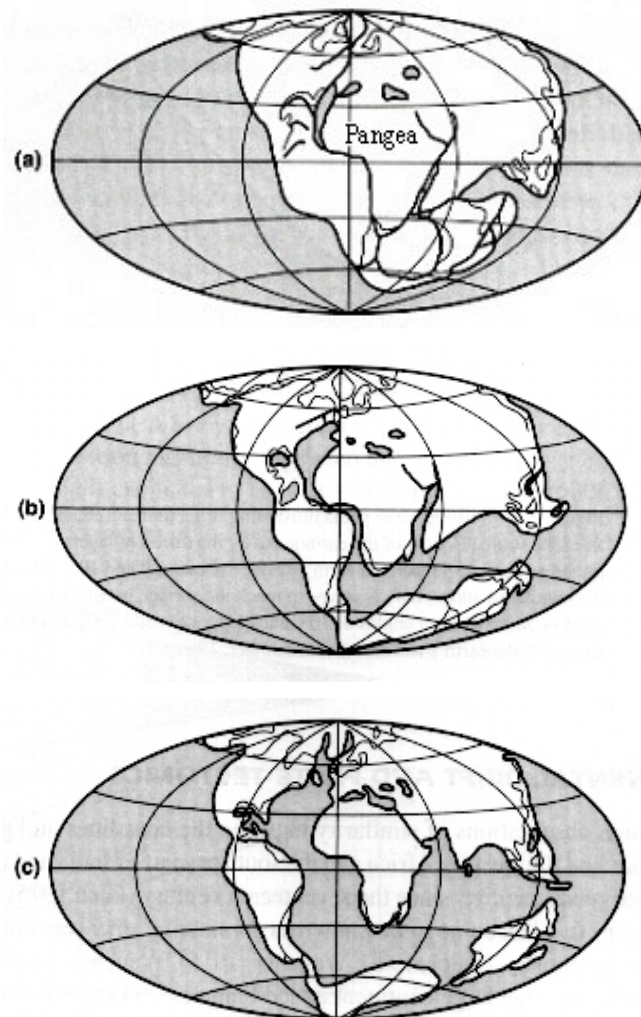


Figura 4.1 O continente universal Pangea (a) há 200 milhões de anos. (b) há 150 milhões de anos. (c) há 1 milhão de anos

### ***b) Sismos intraplaca***

Representam aproximadamente 25% dos sismos ocorridos a nível mundial, e são caracterizados como de falhamento superficial. Ocorrem entre 5 a 20 km de profundidade, região onde se localizam as rochas de maior dureza e de maior capacidade de armazenamento de energia de deformação. Estes sismos estão indiretamente associados com o fenômeno da subducção, pois são causados pelas concentrações superficiais de tensões no interior das placas tectônicas, que por sua vez são geradas pelos movimentos de subducção. Por serem de pouca profundidade, produzem em geral danos significativos nas regiões mais próximas ao seu epicentro.

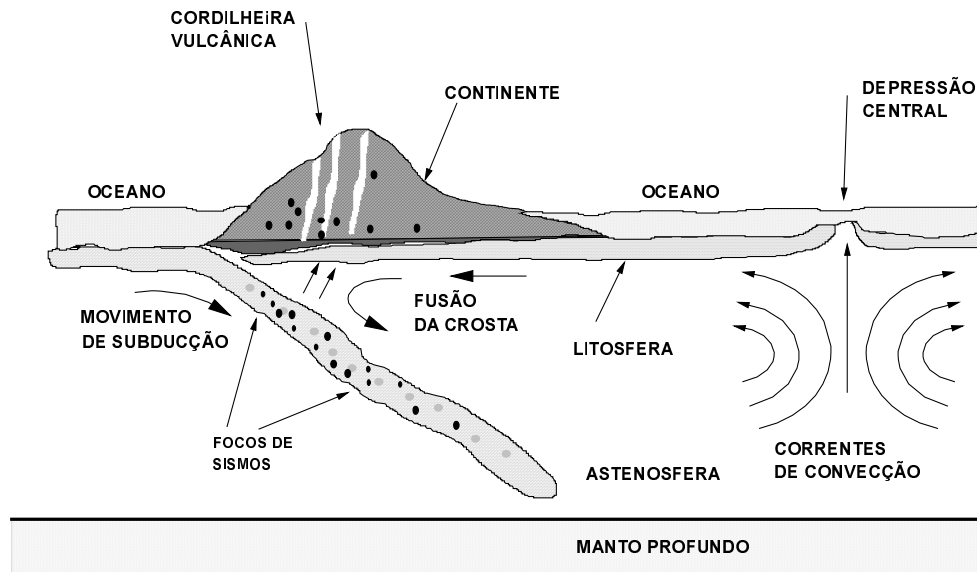


Figura 4.2 Efeitos de subducção entre duas placas adjacentes

## 4.2 Parâmetros sismológicos

### a) *Magnitude*

A magnitude é uma medida instrumental da importância do evento relacionada com a energia sísmica liberada durante o processo de ruptura em uma falha. Ela é uma constante única e independente do local de observação. A magnitude mais usual é a proposta por Richter em 1933, expressa por ML e conhecida como magnitude local. Outros tipos de magnitudes definidas na literatura mundial são, de acordo com Laporte (1994): i)  $M_b$  = magnitude em relação a ondas de corpo; ii)  $M_s$  = magnitude em relação a ondas de cisalhamento; iii)  $M_o$  = magnitude momento.

### b) *Intensidade*

A intensidade é uma medida subjetiva dos efeitos de um sismo, pois se refere ao grau de percepção do movimento em determinada região. Várias escalas têm sido propostas para medição da intensidade, tais como a escala Mercalli, Rossi y Forel, escala MSK, escala JMA, etc. A escala mais utilizada é chamada de Mercalli Modificada, usualmente expressa pela sigla MM.

### c) *Aceleração*

A aceleração é o parâmetro principal de projeto e é definida como a máxima amplitude registrada em um acelerógrafo, para um determinado sismo. Este registro de acelerações, conhecido como acelerograma, mostra as acelerações produzidas no terreno em função do tempo, conforme figura 4.3.

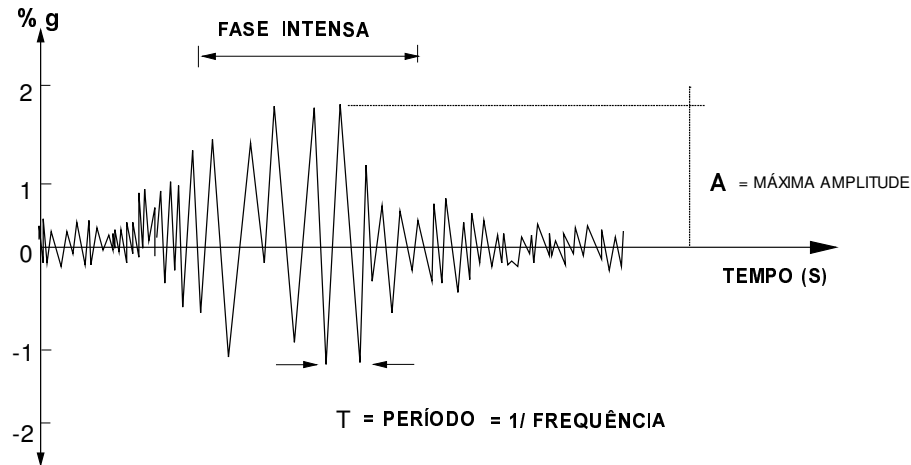


Figura 4.3 Um acelerograma e suas principais características

### d) *Atenuação*

Atenuação é definida como a variação na amplitude das ondas sísmicas, em consequência de sua transmissão (e perda de energia) através do interior e pela superfície da Terra. Muitas vezes é representada por expressões matemáticas que procuram relacionar a aceleração máxima do terreno  $A$  com a magnitude do sismo  $M$  ( $M_L$ ,  $M_b$ ,  $M_s$  ou  $M_o$ ) e as distâncias epicentral ou focal.

## 4.3 Ondas planas de tensão (elásticas)

Quando uma rocha se fratura devido a deformações da crosta, libera energia acumulada no material e dissipada principalmente sob forma de calor. A menor parte é irradiada para a superfície sob forma de ondas sísmicas que se propagam através dos materiais geológicos sólidos (ondas de tensão). Dois tipos de ondas

de tensão podem ser identificados em excitações sísmicas: as ondas de corpo e as ondas de superfície (figura 4.4).

**a) Ondas de corpo**

As ondas de corpo se classificam em ondas primárias (P) e em ondas secundárias (S). As ondas P se propagam na mesma direção de vibração das partículas e as ondas S são as que fazem vibrar uma partícula na direção perpendicular a sua trajetória de propagação, sendo também conhecidas como ondas transversais ou de cisalhamento. Dependendo da direção de vibração da partícula são ainda denominadas SV (movimento contido no plano de propagação) ou SH (movimento normal ao plano de propagação).

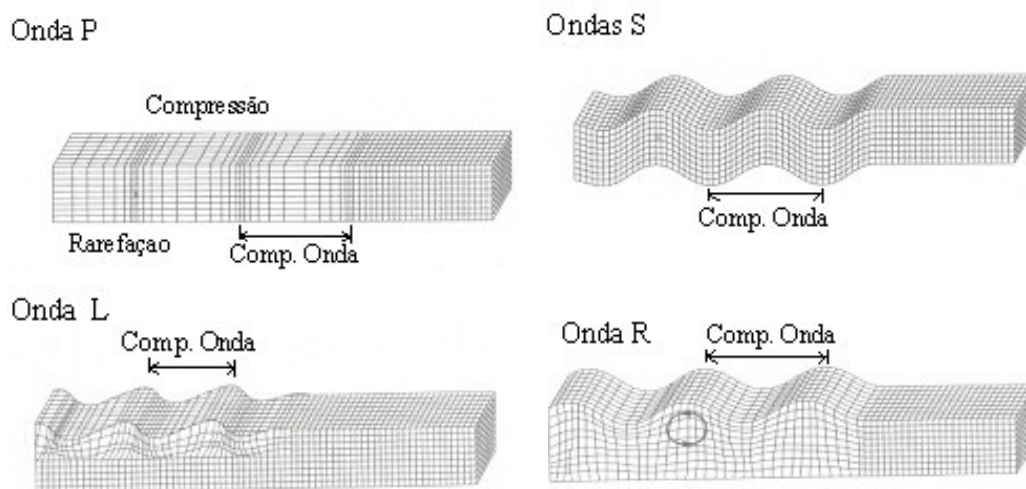


Figura 4.4 Diferentes tipos de ondas planas de tensão em material sólido

**b) Ondas de superfície**

As ondas de superfície se propagam na zona superficial da Terra e se manifestam com maior frequência em sismos pouco profundos. Os movimentos produzidos pelas ondas de superfície estão em geral restritos a profundidades inferiores a 30 km. As ondas de superfície podem ainda ser classificadas como:

- b.1) Ondas Love (L), que ocorrem em formações estratificadas, provocando movimentos similares aos da onda SH, fazendo vibrar partículas superficiais na direção perpendicular à direção de propagação da onda.

b.2) Ondas Rayleigh (R), que produzem movimentos elípticos de partículas superficiais, contidos no plano de propagação da onda. Ondas R têm velocidade de propagação ligeiramente inferior às ondas SV, dependendo do valor do coeficiente de Poisson do material.

A velocidade de propagação de ondas sísmicas depende das propriedades mecânicas das rochas e de outros materiais geológicos através dos quais se transmitem. A velocidade da onda P é dada por

$$V_p = \sqrt{\frac{E \cdot (1 - \nu)}{\rho \cdot (1 + \nu) \cdot (1 - 2\nu)}} \quad (4.1)$$

enquanto a velocidade da onda secundária ( $V_s$ ) é definida por

$$V_s = \sqrt{\left(\frac{G}{\rho}\right)} = \sqrt{\frac{E}{2 \cdot \rho \cdot (1 + \nu)}} \quad (4.2)$$

onde  $\rho$  é a massa específica do solo,  $G$  e  $E$  são os módulos de elasticidade e de cisalhamento do material, respectivamente, e  $\nu$  o coeficiente de Poisson.

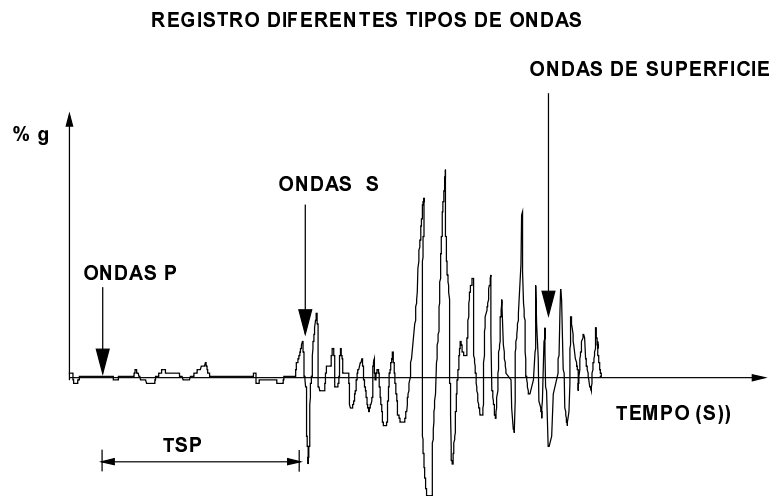
Para fins de engenharia, a velocidade de propagação da onda Rayleigh ( $V_R$ ) pode ser aproximadamente calculada a partir da velocidade de propagação das ondas S, com base na seguinte expressão:

$$V_R = \frac{0,862 + 1,14\nu}{1 + \nu} \cdot V_s \quad (4.3)$$

Como as ondas P se propagam com maior velocidade que as ondas S (daí serem conhecidas como ondas primárias), em casos de abalos sísmicos são as primeiras a serem registradas (figura 4.5). Perto do epicentro, as ondas P têm geralmente uma componente vertical maior, são de alta frequência (períodos baixos) e afetam de forma mais prejudicial as edificações baixas e rígidas, com menores valores de períodos naturais. A distâncias maiores (superiores a 150 km, segundo Sauter 1989) prevalece nos registros sísmicos (acelerograma) a ocorrência de ondas de superfície que, em geral, mais severamente afetam

edificações altas, de menor rigidez e maiores valores de períodos naturais, propagando-se através de grandes distâncias em virtude da menor atenuação das ondas de superfície.

Em eventos de foco profundo prevalecem as ondas de corpo P e S, enquanto que em sismos de foco superficial predominam as ondas de superfície. A figura 4.6 mostra os registros de dois sismos com origem no arquipélago de Tonga, no Pacífico, sendo o primeiro de foco profundo e o segundo de foco superficial, ambos detectados em Albuquerque, Novo México - EUA, a 10.000 quilômetros de distância. O sismo de foco profundo gerou ondas de corpo P e S de grande amplitude, mas relativamente pouca atividade produzida por ondas de superfície foi registrada. Por outro lado, no caso do sismo de foco superficial observa-se claramente que a maior parte da energia foi liberada sob forma de ondas de superfície de grande amplitude.



**TSP = TEMPO DE CHEGADA ENTRE AS ONDAS P E ONDAS S**

Figura 4.5 Registro de ondas sísmicas

#### 4.4 Equação do movimento

No caso de análises sísmicas, as forças de inércia geradas pela natureza dinâmica do carregamento e as forças de amortecimento, causadas pela combinação da inelasticidade dos materiais (amortecimento do material) e efeitos geométricos da propagação de ondas (amortecimento geométrico), fazem com que

a equação governante do problema (equação do movimento), na forma discretizada do método dos elementos finitos, seja expressa como

$$[M]\{\ddot{u}\} + [C]\{\dot{u}\} + [K]\{u\} - \{P\} = 0 \quad (4.4)$$

onde

$[M]$  = matriz de massa global

$[C]$  = matriz de amortecimento global

$[K]$  = matriz de rigidez global

$\{P\}$  = vetor global dos carregamentos nodais

$\{u\}, \{\dot{u}\}, \{\ddot{u}\}$  = vetores dos deslocamentos, velocidades e acelerações nodais, respectivamente, a nível global.

As forças de amortecimento são usualmente assumidas como viscosas, ou proporcionais à velocidade  $[C]\{\dot{u}\}$ , e as constantes de amortecimento são também geralmente admitidas independentes da frequência da excitação (amortecimento histerético) na maioria das análises dinâmicas, com o objetivo de evitar o surgimento de um amortecimento numérico à medida em que a frequência aumenta.

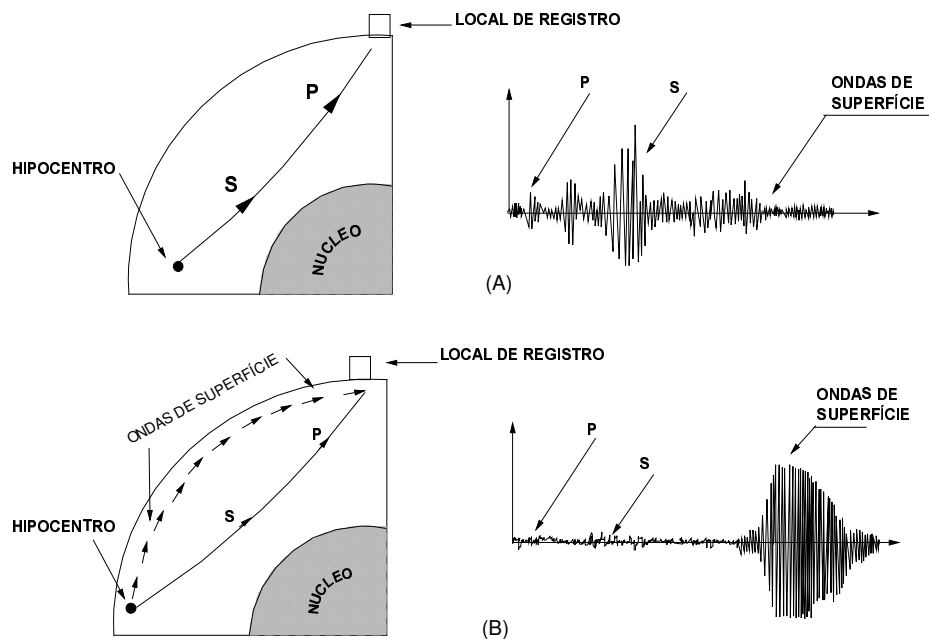


Figura 4.6 Ondas sísmicas registradas a 10 000 Km do epicentro: (a) Sismo de foco profundo; (b) Sismo de foco superficial (conforme Sauter, 1988)



No programa computacional Plaxis v.8.2, utilizado nesta dissertação para as análises dinâmicas pelo método dos elementos finitos, dispõe-se da formulação de Rayleigh para inclusão do amortecimento, caracterizada por uma combinação linear das matrizes de massa  $[M]$  e de rigidez  $[K]$ ,

$$[C] = \alpha[M] + \beta[K] \quad (4.5)$$

onde  $\alpha$  e  $\beta$  são constantes de amortecimento definidas para cada material.

Na formulação consistente do método dos elementos finitos,  $[M]$  é uma matriz em banda cujos termos não nulos fora da diagonal principal indicam acoplamento das forças de inércia. Em problemas de dinâmica, a diagonalização (*lumping*) da matriz de massa é frequentemente usada devido às vantagens computacionais associadas com a manipulação de uma matriz diagonal.

De acordo com alguns estudos (Kuhlemeyer e Lysmer, 1973), a diagonalização da matriz de massa fornece resultados com precisão comparável àqueles obtidos com a formulação consistente. Entretanto, uma investigação comparativa mais detalhada sobre as diferenças entre ambas as formulações foi realizada por Mullen e Belytschko (1982). Os resultados desta investigação mostram que a diagonalização da matriz de massa reduz o desempenho do modelo numérico, produzindo erros máximos no cálculo da velocidade de fase de aproximadamente duas vezes a dos erros obtidos com a formulação consistente.

Outro aspecto da análise por elementos finitos que requer cuidadoso controle é a escolha do tamanho do elemento finito, principalmente nos casos em que efeitos de alta frequência são importantes. Kuhlemeyer e Lysmer (1973) constataram que o tamanho do elemento na direção de propagação da onda tem grande influência nos resultados da análise dinâmica, com grandes elementos mostrando-se incapazes de transmitir movimentos sob altas frequências. Aqueles autores propuseram a regra empírica que o tamanho do elemento finito para uma transmissão eficiente da frequência não deve ser maior do que 1/8 do menor comprimento de onda, atualizando a sugestão anterior (Lysmer e Kuhlemeyer, 1969) que fixava o limite de 1/12.

Estudos mais detalhados da influência do tamanho do elemento finito em análises dinâmicas foram feitos por Celep e Bazant (1983) e Mullen e Belytschko (1982), com as seguintes principais conclusões:

- a) quando o comprimento de onda é 10 vezes o tamanho do elemento na direção de propagação da onda, então o fenômeno de reflexão de ondas espúrias não é importante.
- b) uma variação súbita do tamanho dos elementos finitos pode causar significativas reflexões na interface entre os elementos de diferentes tamanhos. O emprego de uma variação gradual do tamanho dos elementos finitos reduz a ocorrência do fenômeno, embora não o elimine.

Análises sísmicas pelo método dos elementos finitos também requerem cuidados especiais na representação de um corpo com dimensões infinitas, como costuma acontecer em problemas geotécnicos envolvendo o semi-espaco, através de uma malha com tamanho finito, pois é essencial assegurar que a radiação de energia para o infinito (condição de Sommerfeld (1934)) seja satisfeita. A simples consideração de contornos a grandes distâncias da fonte excitante como uma “aproximação” do infinito, onde se impõem as condições de regularidade através da especificação de tensões ou deslocamentos nulos, como usualmente em problemas estáticos, é tão fácil de implementar quanto de produzir respostas desastrosas em problemas dinâmicos.

A introdução de contornos especiais, chamados de contornos silenciosos (*silent boundaries*), é uma das providências utilizadas para a simulação numérica de problemas dinâmicos. Para isso, há várias técnicas sugeridas na literatura, como a utilização de contornos de transmissão imperfeita (Lysmer e Kuhlemeyer, 1969), contornos de transmissão perfeita (Lysmer e Waas, 1972), elementos infinitos (Medina e Penzien, 1982; Medina e Taylor, 1983), métodos híbridos associando os métodos dos elementos finitos e dos elementos de contorno (Mita e Takanashi, 1983), associando o método dos elementos finitos com soluções analíticas (Gupta, 1980), etc.

O programa Plaxis v.8 permite a inclusão de contornos silenciosos na execução de análises dinâmicas através dos amortecedores que caracterizam os contornos de transmissão perfeita (Lysmer e Waas, 1972).

## 4.5 Características do programa computacional Plaxis v.8

### 4.5.1 Integração no tempo

A equação discretizada do movimento (equação 4.4) no programa computacional Plaxis v.8 é integrada no tempo através do esquema de integração implícita de Newmark, freqüentemente utilizado em aplicações dinâmicas.

Neste algoritmo, o deslocamento e a velocidade de determinado ponto no tempo  $t + \Delta t$  são expressos respectivamente como

$$u^{t+\Delta t} = u^t + \dot{u}^t \Delta t + ((0.5 - \alpha) \ddot{u}^t + \alpha \ddot{u}^{t+\Delta t}) \Delta t^2 \quad (4.6)$$

$$\dot{u}^{t+\Delta t} = \dot{u}^t + ((1 - \beta) \ddot{u}^t + \beta \ddot{u}^{t+\Delta t}) \Delta t \quad (4.7)$$

onde os coeficientes  $\alpha$  e  $\beta$  determinam a estabilidade da integração numérica no tempo (aqui não se trata, portanto, dos coeficientes  $\alpha$  e  $\beta$  do amortecimento de Rayleigh anteriormente descrito). Para obtenção de uma solução estável, a seguinte condição deve ser satisfeita:

$$\beta \geq 0.5 \quad \alpha \geq \frac{1}{4} \left( \frac{1}{2} + \beta \right)^2 \quad (4.8)$$

O programa Plaxis v.8 considera como valores padrões  $\alpha = 0,3025$  e  $\beta = 0,60$  para a integração implícita do método de Newmark.

As equações 4.6 e 4.7 podem ser escritas da seguinte forma:

$$\ddot{u}^{t+\Delta t} = c_0 \Delta u - c_2 \dot{u}^t - c_3 \ddot{u}^t \quad \text{ou} \quad (4.9)$$

$$\dot{u}^{t+\Delta t} = \dot{u}^t - c_6 \ddot{u}^t - c_7 \ddot{u}^{t+\Delta t} \quad (4.10)$$

$$\dot{u}^{t+\Delta t} = c_1 \Delta u - c_4 \dot{u}^t - c_5 \ddot{u}^t$$

$$\text{com } u^{t+\Delta t} = u^t + \Delta u \quad (4.11)$$

podendo ser os coeficientes  $c_0$  e  $c_7$  expressos em função dos parâmetros de integração  $\alpha$  e  $\beta$ .

Com a integração implícita no tempo, a equação do movimento no tempo ( $t + \Delta t$ ) pode ser escrita como

$$\underline{\underline{M}} \ddot{u}^{t+\Delta t} + \underline{\underline{C}} \dot{u}^{t+\Delta t} + \underline{\underline{K}} u^{t+\Delta t} = \underline{\underline{F}}^{t+\Delta t} \quad (4.12)$$

que, combinada com as equações anteriores para deslocamentos, velocidades e acelerações, produz:

$$(c_0 \underline{\underline{M}} + c_1 \underline{\underline{C}} + \underline{\underline{K}}) \Delta u = \underline{\underline{F}}_{ext}^{t+\Delta t} + \underline{\underline{M}}(c_2 \dot{u}^t + c_3 \ddot{u}^t) + \underline{\underline{C}}(c_4 \dot{u}^t + c_5 \ddot{u}^t) - \underline{\underline{F}}_{int}^t \quad (4.13)$$

Desta forma, o sistema de equações de uma análise dinâmica pelo método dos elementos finitos é razoavelmente semelhante ao sistema de equações correspondente a uma análise estática, com a diferença de que na matriz de rigidez da equação (4.13) são acrescentados os efeitos das matrizes de massa e de amortecimento.

#### 4.5.2 Fator de segurança

O programa Plaxis v.8 também fornece estimativa do fator de segurança global através do método direto de simulação do colapso, descrito no capítulo 3, considerando um processo de redução gradual dos parâmetros de resistência do(s) solo(s) que compõe(m) o talude.