



TRAÇADO DE RAIOS E GERAÇÃO DE SISMOGRAMA SINTÉTICO PELO MÉTODO DOS FEIXES GAUSIANOS PARA A COMPONENTE VERTICAL DAS ONDAS RAYLEIGH USANDO MODELOS REGIONALIZADOS

Fredy A. Villaorduña Artola¹ e João Willy Corrêa Rosa²

^{1,2} Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, 70910-900 - Brasília, DF – BRASIL

Abstract

Neste trabalho fazemos o traçado cinemático dos raios e simulamos o sismograma da componente vertical das ondas Rayleigh para o período de 30 s, observado na estação de Natal, no Brasil, correspondente ao evento sísmico de 1^o de Julho de 1974 com epicentro localizado na parte sul do Atlântico (um evento na cordilheira meso-Atlântica)

Para este propósito, aplicamos a teoria de raios e a aproximação dos feixes gaussianos para ondas superficiais, desenvolvido por Yomogida e Aki, (1985). Assumimos para os testes que a Terra é um meio que apresenta uma suave heterogeneidade lateral.

INTRODUÇÃO

Até agora têm sido desenvolvidos muitos métodos para calcular o comportamento dos campos de raios em meios isotrópicos heterogêneos para ondas de corpo e para ondas superficiais. Isto inclui Kinematic e Dynamic Ray Tracing e o método dos feixes gaussianos para ondas de corpo (Cerveny et al., 1977 e Cerveny et al., 1982). Yomogida e Aki (1985) desenvolveram o método dos feixes gaussianos para ondas superficiais propagando-se em meios com suave heterogeneidade lateral. Eles demonstraram que o método permite uma boa aproximação para as ondas superficiais que se propagam numa bacia oceânica.

No presente trabalho, usamos o método dos feixes gaussianos desenvolvido por Yomogida e Aki (1985) para simular o sinal de período longo produzido por um evento sísmico na cordilheira meso-Atlântica no dia 1^o de Julho de 1974 ($M_0 = 3.3 \times 10^{24}$ dinas x cm), com um mecanismo focal definido por um *strike*, *dip* e *slip*: 068° , 029° , 092° (segundo a convenção de Aki e Richards, 1980), que foi determinado por Bergman e Solomon (1984). Desta forma, o evento escolhido tem um mecanismo focal bem conhecido e uma profundidade determinada por estes autores usando ondas de corpo. Checamos a solução do mecanismo comparando a distribuição azimutal do espectro de amplitudes (corrigido pelo efeito do espalhamento geométrico) do registro WWSSN digitizado para este evento. Mostramos aqui os resultados do traçado dos raios e do sismograma sintético, e comparamos este com o sismograma registrado na estação de Natal. Esta estação tem uma distancia epicentral de: 3249.3 km e um azimute: $302.77^\circ N$ do epicentro).

METODOLOGIA

Para simular a componente vertical das ondas Rayleigh, introduzimos algumas mudanças nos algoritmos usados por Yomogida (1985) e por Kato et al (1993).

Primeiro, resolvemos o sistema traçador de raios usando o mapa de distribuição de velocidade de fase de Rosa (1986).

Os raios são determinados resolvendo o seguinte sistema:

$$\left. \begin{aligned} \frac{dh_x}{dt} &= \frac{1}{C^2} \frac{\partial C(x, y)}{\partial x} \\ \frac{dh_y}{dt} &= \frac{1}{C^2} \frac{\partial C(x, y)}{\partial y} \end{aligned} \right\} \text{, com as condições iniciais:} \quad \left\{ \begin{aligned} t &= t_0; \quad x = x_0 \text{ e } y = y_0 \\ h_x &= h_{x_0} \text{ e } h_y = h_{y_0}, \\ \text{aqui, } h_{x_0}^2 + h_{y_0}^2 &= \frac{1}{C_0^2(x_0, y_0)} \\ \text{e } C_0 &= C(x_0, y_0) \end{aligned} \right. \quad (1)$$

onde h é o vetor vagarosidade e C é a velocidade de fase local. A direção do vetor vagarosidade é paralelo à direção do raio. Isto pelo fato de estarmos supondo que o meio é isotrópico.

Em seguida resolvemos assintoticamente a equação da onda para a componente vertical das ondas Rayleigh usando coordenadas do raio centrado (s, n) (segundo Popov e Psencik, 1978), sobre a suposição de que o meio tem uma

forte variação vertical e uma suave variação lateral dos parâmetros elásticos. A coordenada s representa um arco ao longo do raio e n é uma grandeza na direção perpendicular ao raio (no sentido paraxial).

Fazendo a superposição dos feixes gaussianos usando a aproximação *wave-packet*, proposto por Cerveny (1983), obtemos o sismograma para a componente vertical das ondas Rayleigh, em qualquer ponto de observação:

$$\bar{U}^{RV} = \frac{1}{8\pi C(0)U(0)I(0)} \sqrt{\frac{q(0)U(0)I(0)}{q(s)U(s)I(0)}} \cdot \left\{ \begin{array}{l} k(0)r_1(h) [M_{xx} \cos^2 \delta + 2M_{xy} \sin \delta \cos \delta + M_{yy} \sin^2 \delta] + \frac{-k(0)\lambda(h)r_1 r_4(h)}{\lambda(h) + 2\mu(h)} M_{zz} + \\ \frac{ir_3(h)}{\mu(h)} [M_{xz} \cos \delta + M_{yz} \sin \delta] \end{array} \right\} \quad (2)$$

$$i\bar{z}\Delta\delta \exp i \left(\psi(s,t) + \frac{\omega P(s)}{2q(s)} n^2 \right) \exp \left\{ \left(\frac{\omega_0 t_g}{\gamma} \right)^2 - \omega^* n^2 B - \left(\frac{\omega_0 n^2 B}{\gamma} \right)^2 \right\} \cos \left(\omega^* t_p + \phi_0 - \arg \left(\frac{q(0)}{q(s)} \right) \right)^{1/2}$$

Onde $r_1(h), r_2(h), r_3(h)$ e $r_4(h)$ são autofunções, ϕ_0 é a fase inicial. t_p, t_g, ω^* e B são definidos como:

$$t_p = t - \int_0^s \frac{ds}{C} - \frac{n^2 k}{2}, \quad t_g = t - \int_0^s \frac{ds}{U} - \frac{n^2 k}{U} - \frac{n^2 k}{2}, \quad \omega^* = \omega_0 \left(1 - \frac{2\omega_0 n^2 B}{\gamma^2} \right) \quad e$$

$$B = \omega_0^{-1} L^{-2}.$$

Aqui, t_p e t_g são os tempos de demora associados as velocidades de fase e de grupo e L é a largura média do *beam*. $C(0), U(0), q(0)$ e $I(0)$ são velocidades de fase, velocidade de grupo, espalhamento geométrico e integral de energia respectivamente. Todas elas referidas às condições iniciais.

$M_{xx}, M_{xy}, M_{yy}, M_{xz}$ e M_{yz} são as componentes do *moment tensor*, $r_1(h), r_2(h), r_3(h)$ e $r_4(h)$ são as autofunções (Aki e Richards, 1980), \vec{t} é a componente tangencial ao raio e \vec{n} é um vetor transversal ao raio. As quantidades P e q são deduzidas do sistema dinâmico traçador de raios.

Com o propósito de simular as trajetórias e o movimento da componente vertical das ondas Rayleigh, introduzimos algumas mudanças nos programas BEAM e SURF desenvolvidos por Kato et al. (1993). As mudanças introduzidas referem-se principalmente ao procedimento adotado no cálculo do vetor de polarização, no *moment tensor* e no efeito criado pela geometria elipsoidal da Terra.

RESULTADOS

Usando o mapa de distribuição de velocidade de fase de Rosa (1986) para 30 s, fazemos o traçado dos raios. A Figura 1 mostra os percursos obtidos para os raios. Nota-se uma grande concentração de raios (*focusing*) na parte Norte de America do Sul (onde está localizada a estação de Natal). Nota-se também uma grande concentração de energia sísmica associada aos raios, nas Ilhas do Caribe; nas costas do golfo de Mexico e na parte sul da California. Isto mostra a existência de zonas de alta velocidade de fase. Os raios se espalham (*defocusing*) nas imediações do Equador, parte da América central e Norte do Peru (isto indica baixa energia sísmica associada aos raios).

Na Segunda parte de nossos testes, o sismograma sintético é comparado com o sismograma observado (Figura 2). Observa-se uma boa correspondência entre estes sismogramas, basicamente no tempo de chegada da fase para a as primeiras chegadas do sinal. Observa-se também uma boa aproximação no tempo de duração do grupo principal de ondas.

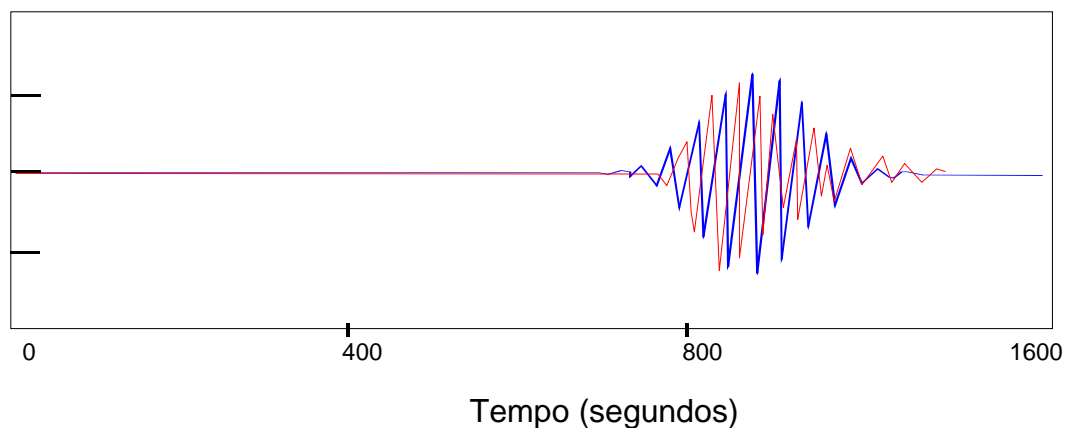
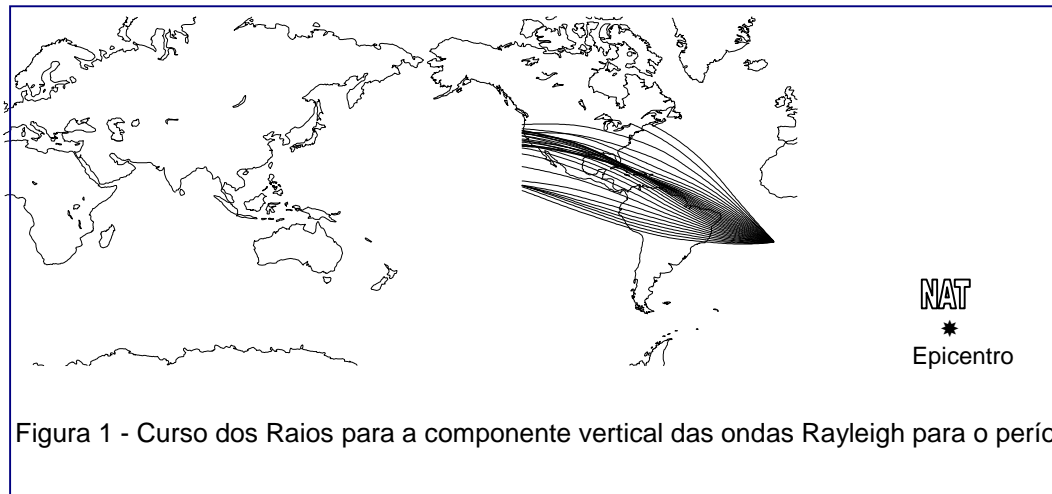


Figura 2 – Sismograma sintético (linha descontínua) comparado com o sismograma observado (linha contínua) da componente vertical das ondas Rayleigh para o período de 30 s.

CONCLUSÃO

Efetuamos a simulação para a determinação dos percursos dos raios e para o cálculo do sismograma sintético para a componente vertical das ondas Rayleigh, para o período de 30 s. Em um caso envolvendo a teoria aplicada ao registro de período longo da estação NAT da rede WWSSN, considerando um evento ocorrido na cadeia Meso-Atlântica. Encontramos áreas de acentuado efeito de *focusing* e *defocusing*. Isto acontece devido a variação lateral do modelo de velocidade que é consequência da heterogeneidade dos parâmetros elásticos do meio. Obtivemos uma boa concordância entre o sismograma sintético e o sismograma observado na estação de Natal. A concordância acontece principalmente na fase e no tempo de duração do sismograma observado. Devido a isto, podemos dizer que o método dos feixes gaussianos aplicado a propagação de ondas superficiais é uma ferramenta efetiva para estudos locais e regionais, onde pode assumir-se uma Terra com suave heterogeneidade.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Aki K. e Richards (1980)** *Quantitative seismology, Theory and Methods*, V. 1., Freeman, San Francisco.
- Bergman, E. e S.C. Solomon (1984)** *Source mechanisms of earthquakes near mid-ocean ridges from body waveform inversion: Implications for the early evolution of oceanic lithosphere*, *J. Geophys. Res.*, 89, pp. 11415-11441.
- Cerveny, V. (1983)** *Synthetic body wave seismograms for laterally varying layered structures by gaussian beam method*, *Geophys. J.R. Astr. Soc.*, 73, pp. 389-426.
- Cerveny, V., I. A. Molotkov e I. Psencik (1977)** *Theory of seismic head waves*, University Microfilms International, Ann

Arbor, Michigan, USA.

Cerveny, V., M.M. Popov e I. Psencik (1982) *Computation of wave field in inhomogeneous media - Gaussian beam approach*, *Geophys. J. R. astr. Soc.*, 70, pp. 109-128.

Kato, K., K. Aki e T. Teng (1993) *Simulation of surface wave propagation in the Kanto sedimentary basin, Japan - Part 1: Application of the surface wave gaussian beam method*, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 83, pp. 1679-1699.

Popov, V.M.M. e I. Psencik (1978) *Ray amplitudes in inhomogeneous media with curved interfaces*, in *Geofysikalni Sbornik*, Academia Prague, 24, pp. 111-129.

Rosa, J.W.C. (1986) *A global study on phase velocity, group velocity, and attenuation of Rayleigh waves in the period range 20 to 100 seconds*, *Ph.D. Thesis*, Massachusetts Institute of Technology.

Yomogida, K. (1985) *Amplitude and phase variations of surface waves in laterally heterogeneous earth: Ray - and beam - theoretical approach*, *Ph.D. Thesis*, Massachusetts Institute of Technology.

Yomogida, K. e K. Aki (1985) *Waveform synthesis of surface waves in laterally heterogeneous earth by gaussian beam method*, *J. Geophys. Res.*, 90, pp. 7665-7688.