

徐 涛,宁俊瑞,刘春成等. 地球介质自组织性对地震波走时和振幅的影响. 地球物理学报, 2007, 50(4): 1174 ~ 1181

Xu T, Ning J R, Liu C C, et al. Influence of the self-organization of the Earth interior upon the traveltime and amplitude of seismic wave. Chinese J. Geophys. (in Chinese), 2007, 50(4): 1174 ~ 1181

地球介质自组织性对地震波走时和振幅的影响

徐 涛¹, 宁俊瑞^{1,2}, 刘春成^{1,3}, 李守林^{1,4}

1 岩石圈演化国家重点实验室, 中国科学院地质与地球物理研究所, 北京 100029

2 中国石化石油勘探开发研究院, 北京 100083

3 中国海洋石油天津分公司, 天津 300452

4 中国石化国际勘探公司, 北京 100081

摘 要 本文采用随机介质描述地球内部大尺度背景场上存在的小尺度不均匀性和自组织结构; 文中没有采用传统的层状网格结构, 提出了块状结构来描述复杂的二维自组织结构的方法, 分别以高斯型、指数型和 von Karman 型等自相关函数描述各向同性和各向异性非均匀分布自组织特征; 采用射线追踪分析了不同分布特征自组织结构对地震波运动学和动力学特征参数的影响; 结果表明, 由于地球内部介质的自组织性存在, 地震波射线轨迹可能发生明显的畸变; 不同偏移距处, 地震反射振幅减弱或增强; 自组织结构从高斯型到 von Karman 型, 在小尺度上表现更大的非均匀性, 因此走时和振幅表征依次更强的平均效应。

关键词 自组织结构, 块状模型, 地震波, 射线轨迹, 走时, 振幅

文章编号 0001-5733(2007)04-1174-08

中图分类号 P315

收稿日期 2006-06-15, 2007-03-21 收修定稿

Influence of the self-organization of the Earth interior upon the traveltime and amplitude of seismic wave

XU Tao¹, NING Jun-Rui^{1,2}, LIU Chun-Cheng^{1,3}, LI Shou-Lin^{1,4}

1 State Key Laboratory of Lithosphere Evolution, Institute of Geology and Geophysics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029, China

2 Exploration and Production Research Institute, SINOPEC, Beijing 100083, China

3 China National Offshore Oil Corporation, Tian Jin, Tianjin 300452, China

4 International Exploration Corporation, China Petroleum & Chemical Corporation, Beijing 100081, China

Abstract We utilize random media to describe small-scale inhomogeneity and self-organized structure in the Earth interior. A block model is adopted to describe the self-organized structure instead of traditional grids in 2-D. Gaussian, exponential, and von Karman autocorrelation functions are used to represent the isotropic and anisotropic self-organized structure. We use numerical methods to perform ray tracing and rectify amplitudes by dynamic ray tracing, furthermore, analyze the influence upon the kinematic and dynamic characteristics of seismic waves. The results indicate that seismic ray trajectories probably generate significant aberrances and the amplitudes of seismic rays may weaken or enlarge at different offsets for the existence of the self-organized structure in the earth interior; from Gaussian to von Karman, amplitudes present more obvious statistic characters.

Key words Self-organized structure, Block model, Seismic wave, Ray trajectory, Traveltime, Seismic amplitude

基金项目 国家自然科学基金项目(40234044, 40374010, 40404009)和国家 973 项目(2002CB412604)资助。

作者简介 徐 涛,男,1978 年生,博士,2004 年毕业于中国科学技术大学地球和空间科学学院固体地球物理专业,获博士学位,主要从事二维、三维复杂介质的正演射线模拟和深部结构解释。E-mail: xutao@mail.iggcas.ac.cn

1 引 言

自 20 世纪 60 年代以来,在全球大陆和海域广泛开展了人工源的大孔径深反射地震和折射探测工作,通过这些探测,人们获取了确定性的地壳结构,即特定地震探测方法所限定可分辨尺度的平均速度或等效反射响应^[1-8].近些年来,人们对这些地震资料深化研究发现,地震资料中还携带有地球内部的非确定性(或统计性)非均匀性效应,即自组织性.从宽角反射地震剖面上发现了下述主要现象:(1)走时的曲线不完全光滑连续,而是分成两段,显示两个不同的视速度,其中近偏移距段视速度低,远偏移距视速度高;(2)远偏移距走时段较近偏移距段散射少;(3)相对于视间段面深度未能观测到大的逆行或倒转支(即随炮检距增大时间减少,其斜率与常规时距曲线的符号相反).这些特征在现有的实际宽角反射地震资料解释中尚未得到充分利用,而且这些特征可能是地壳特异自组织结构的表现.已有研究表明,在确定性模型中,加入随机速度扰动,除了产生常规的走时曲线外,还可以得到明显的倒转支,与实际资料相符.将随机介质模型引入地壳和上地幔的研究发现,小尺度扰动比大尺度背景场对反向散射波场的特征影响更大^[9-11].因此,随机介质表征的地球内部自组织结构研究对于理解地球内部构造和动力学含义具有重要意义.

自组织结构同样可以用于精细石油勘探领域.随着地震波频率越来越高,频带越来越宽,高分辨地震记录中常常作为“噪声”处理的不相干扰动,部分则源于地下介质在小尺度上的不均匀性和各向异性^[12,13].这种大量的、随机分布的小尺度异常,传统的方法不易描述其结构,用统计学方法描述则很方便,即随机介质模型.由于自组织结构的复杂性,数值模拟手段成为研究复杂介质中地震波传播规律的重要工具,数值模拟可分为射线追踪^[14-21]和波场模拟^[9-12,22-29]等方法,相对来说,前者计算简便,速度较快.

本文重点研究具有不同统计特征的自组织结构对反射地震波走时和振幅的影响;为了描述复杂的地质结构,文中没有采用传统的层状网格结构,提出了复杂块状结构构建自组织模型的方法;进而介绍自组织结构下地震波走时和振幅计算方法;最后进行模型正演射线模拟并探讨了高斯型、指数型和 von Karman 型统计特征的自组织结构地震波动的响应

特征.

2 自组织结构模型构建

2.1 自组织结构的统计性描述

随机介质表征的自组织结构通常是对地下介质进行网格划分或分层网格划分^[9-14,16,17,22,23,30].以二维模型为例,速度场定义为

$$v(x) = v_0(x) + v(x), \quad (1)$$

其中 v_0 是定义在节点上或网格内的大尺度均匀或非均匀速度场,即背景场; v 为定义在节点上的小尺度非均匀速度场,即随机扰动场.或者定义为

$$v(x) = v_0(x)(1 + \epsilon(x)), \quad (2)$$

其中, $\epsilon(x)$ 为相对随机扰动,通常定义有指定的均值(通常为零)、方差(或标准差)和自相关函数.

$$\langle \epsilon(x) \rangle = 0, \quad (3)$$

$$\langle \epsilon^2(x) \rangle = \sigma^2, \quad (4)$$

$$\langle \epsilon(x) \epsilon(x') \rangle = R(r), \quad (5)$$

其中, σ^2 为方差, $R(r)$ 为自相关函数, $r = |x - x'|$.

2.2 自组织结构模型的特征参数和构建方法

随机介质的特征参数一般包括均值、方差(或标准差)、自相关函数等.其中,自相关函数及其对应的功率谱密度是体现随机介质分布特征的重要参数,最广泛使用的自相关函数主要有高斯型、指数型、von Karman 型(零阶)、自相似和 Kummer 型等^[9-14,16,17,22,23,30].在各向异性随机介质中可以定义成椭圆自相关函数^[11,30].由随机过程理论可知,随机过程 $\epsilon(x)$ 的自相关函数 $R(r)$ 和功率谱 $F(k)$ 之间互为傅里叶变换^[31,32].表 1 和表 2 列出了几种常用的各向同性和椭圆各向异性自相关函数及其功率谱密度.其中, K_0 是零阶的修正贝赛尔函数,表 2 中 a, b 是 x 和 z 方向上的相关长度.

构造随机介质用特定分布的滤波因子 $f(k)$ 在波数域中对白噪声进行滤波,再反傅里叶变换到空间域即可.

表 1 各向同性自相关函数及其功率谱密度
Table 1 Isotropic autocorrelation functions and associated power spectrums

类型	自相关函数	功率谱密度 (一维)	功率谱密度 (二维)
高斯型	e^{-r^2/a^2}	$e^{-a^2 k^2/4}$	$e^{-a^2 k_r^2/4}$
指数型	$e^{-r/a}$	$(a^{-2} + k^2)^{-1}$	$(a^{-2} + k_r^2)^{-3/2}$
von Karman 型	$K_0(r/a)$	$(a^{-2} + k^2)^{-1/2}$	$(a^{-2} + k_r^2)^{-1}$

表 2 椭圆各向异性自相关函数及其功率谱密度
Table 2 Elliptical anisotropic autocorrelation functions and associated power spectrums

类型	自相关函数(二维)	功率谱密度(二维)
高斯型	$e^{-x^2/a^2 + z^2/b^2}$	$e^{-(a^2 k_x^2 + b^2 k_z^2)/4}$
指数型	$e^{-\sqrt{x^2/a^2 + z^2/b^2}}$	$(1 + a^2 k_x^2 + b^2 k_z^2)^{-3/2}$
von Karman 型	$K_0(x^2/a^2 + z^2/b^2)$	$(1 + a^2 k_x^2 + b^2 k_z^2)^{-1}$

功率谱 $F(k)$ 和滤波因子 $f(k)$ 之间满足:

$$F(k) = f^*(k) f(k); \quad (6)$$

滤波因子则满足:

$$f(k) = f(k); \quad (7)$$

对于各向同性随机介质, $k = (k^T k)^{1/2}$; 椭圆各向异性介质, $k = (k^T L k)^{1/2}$, 其中 L 为正定对称矩阵.

通常使用的滤波因子一般描述成三项乘积的形式^[30]:

$$f(k) = f_s(k) f_a(k) f_{a_G}(k), \quad (8)$$

其中, $f_s(k)$ 代表自相似滤波因子, 有

$$f_s(k) = k^{-d/2-N}, \quad (9)$$

$f_a(k)$ 代表高通滤波因子, 有

$$f_a(k) = (1 + (ak)^{-2})^{-d/4-N/2}, \quad (10)$$

$f_{a_G}(k)$ 代表低通滤波因子

$$f_{a_G}(k) = e^{-a_G^2 k^2/8}. \quad (11)$$

(9) ~ (11) 式中, d 代表空间的维数; N 为 Hurst 指数; a 和 a_G 分别代表 von Karman 和高斯相关长度; 为常数. 不同类型的滤波因子, 选择不同的常数. 高斯型中, $N = -d/2$, 即低通滤波因子; 满足 $a_G = 0$ 的定义为 von Karman 型, 其中零阶为 $N = 0$, 指数型为 $N = 1/2$; 自相似型为 $a_G = 0, a = \dots$ 等等^[30]. 图 1 显示高通滤波因子 $f_a(k)$ 和低通滤波因子 $f_{a_G}(k)$ 乘积的示意图, 高通和低通滤波因子分别由 a, k 和 a_G, k 确定.

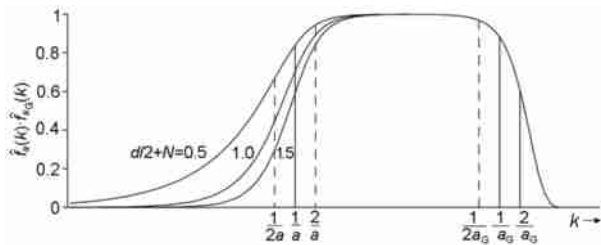


图 1 波数域高通滤波因子 $f_a(k)$ 和低通高斯滤波因子 $f_{a_G}(k)$ 乘积示意图

水平波数轴为对数坐标. 滤波因子定义见式 (10) 和式 (11).

Fig. 1 Product of high-pass filter $f_a(k)$ and low-pass Gaussian filter $f_{a_G}(k)$ against a logarithmic wave-number k

由上所述, 矩形网格随机扰动的生成步骤如下:

- (1) 生成二维白噪声矩阵序列 $W(x)$, 计算二维傅里叶变换 $W(k)$; (2) 选择高斯、指数型等滤波因子, 并计算 $U(k) = f(k) W(k)$; (3) 计算 $U(k)$ 的反傅里叶变换, 得到空间域 $U(x)$; (4) 修正随机扰动 $U(x)$ 的均值和方差; 即可得到指定均值、方差和满足指定特征分布的二维随机序列. 图 2 显示各向同性高斯型 (2a)、指数型 (2b) 和 von Karman 型 (零阶) (2c) 随机分布. 三者的相关长度均定义为 20 km, 并有相同的色标. 由于构造时利用了相同的白噪声, 三者中高速和低速的异常区域是相同的, 但从高斯型到 von Karman 型, 小尺度上依次有更大的非均匀性.

2.3 块状结构描述复杂自组织结构

网格化方法描述随机介质和实现波场模拟及射线追踪都比较方便. 对于复杂地质结构, 存在两个主要的问题: 首先, 实际地质情况中, 局部区域介质变化剧烈, 需要较大密度的网格节点描述, 而部分区域介质变化缓慢, 较少的网格节点即可. 通常描述的网格节点是均匀分布的, 因此所有区域网格节点都必须达到同样的最密程度. 这又大大地增加了数据空间和射线追踪的速度^[15, 18] (正比于 $[N \lg N]$, N 为节点数). 其次, 网格节点描述任意形状的二维界面时存在一定的困难. 虽然更多的网格节点可以更近似描述, 但是又面临前者问题, 通常都需要另外特殊的处理^[19, 20]. 块状结构来描述复杂的二维和三维介质则容易的多^[18, 21], 地质模型不再看成是一层一层的地质组成, 或者是网格节点组成, 而是由一个个的地质块组成, 每个块内有各自的地震属性. “面元边 (段) 点” 层次结构^[18] 同样可以用来描述复杂的随机介质. 如图 3 所示, 二维复杂模型划分为 7 块, 每个块内定义其背景速度场 (图 5a), 可以在不同的块中生成不同指定特征分布的随机介质 (图 3 仅第 4 块).

在矩形网格随机扰动的基础上, 指定的模型块 (如图 3 块 4) 内生成随机扰动场需要增加一些措施: (1) 由于模型块 4 并非矩形网格, 首先构造一组矩形网格, 且网格区域能够完全包含覆盖该模型块; (2) 按照上述步骤在网格节点上生成指定特征分布的随机扰动; (3) 由于本文射线追踪的需要, 块内必须为连续速度场, 因此也需要连续的扰动场, 对于块 4 内的任意一点, 由抽样定理从离散扰动信号恢复连续扰动信号条件不足, 更简单的近似方法为线性插值或者双三次样条插值, 后者能够得到光滑连续的扰动场 (图 5b、5d).

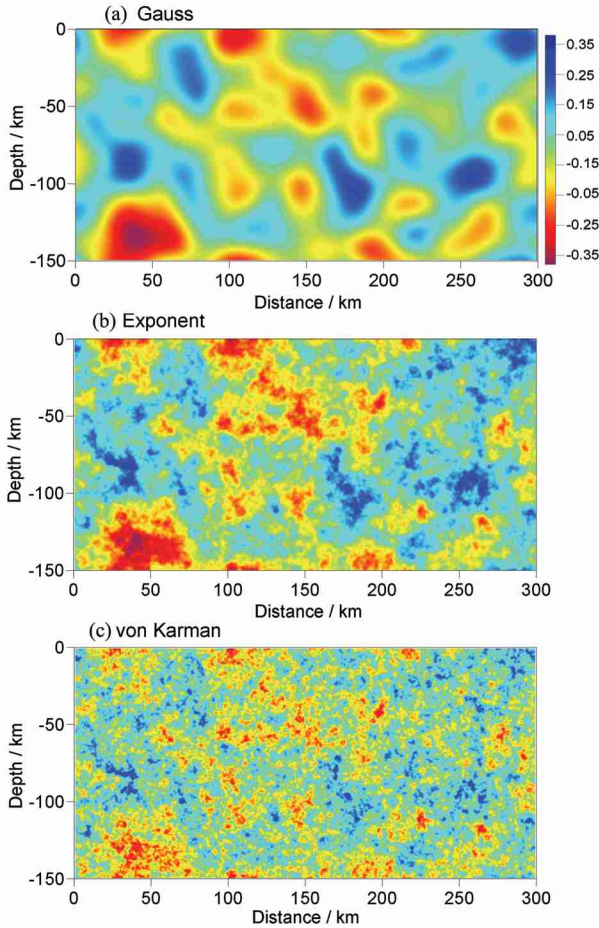


图 2 三种类型随机介质

(a) 高斯型; (b) 指数型; (c) von Karman 型 (零阶). 蓝色代表正扰动 (高速), 红色代表负扰动 (低速).

Fig. 2 Three self-organized media

(a) Gaussian; (b) Exponential; (c) Zero von Karman. Blue colors denote fast regions and red colors denote slow regions.

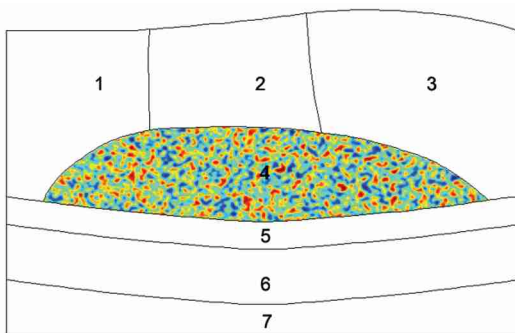


图 3 块状结构描述复杂随机介质,

块 4 内为高斯型随机扰动速度场

Fig. 3 The representation of a self-organized media in a complex block structure. Block # 4 denotes a Gaussian random media

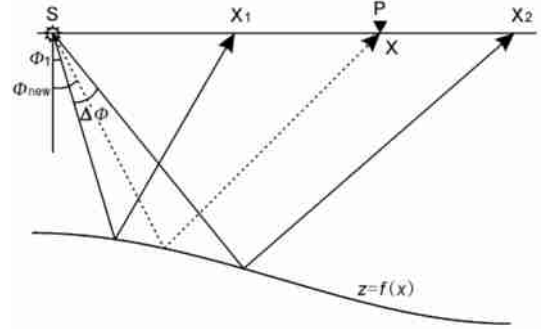


图 4 由 ϕ_1 和 $\Delta\phi$ 线性修正新的试射角度 ϕ_{new}

Fig. 4 New incidence angle ϕ_{new} updated by an initial incidence angle ϕ_1 and an increment

3 自组织结构下地震波运动学和动力学特征模拟

3.1 地震波走时模拟

由于随机介质在小尺度上的非均匀性,故射线追踪方法多为试射法^[14,16,17].对于连续的速度场,我们采用二维射线方程^[33]:

$$\begin{aligned} \partial_t x &= v \sin \theta, \\ \partial_t z &= v \cos \theta, \\ \partial_t \theta &= -\cos \theta \frac{\partial v}{\partial x} + \sin \theta \frac{\partial v}{\partial z}. \end{aligned} \tag{12}$$

基于该方程,本文采用 Euler 和 Runge-Kutta 等方法来获得试射射线路径的数值解.二维和三维试射角度的修正,有逐段迭代^[21]和子三角形法等^[18].本文则采用线性修正试射角度(如图 4 所示),多次迭代来逼近接收器,直到满足精度要求为止,继而计算出射线路径的走时.

$$\theta_{new} = \theta_1 + (x_{rcvr} - x_1) \frac{\theta_2 - \theta_1}{x_2 - x_1}. \tag{13}$$

3.2 地震波振幅模拟

本文利用射线中心坐标系,用动力学射线追踪来进行射线的振幅修正.振幅修正分为三个部分:介质内部需要扩散修正;反(透)射界面上计算反透射系数,以及界面形状对波前形状的影响;地表做地面影响修正^[33,34].

4 自组织特性对地震波动特征的影响

基于块状模型,本文进行了复杂随机介质中地震波的走时和振幅影响的数值模拟.模型设计中,我们参考了青藏高原特提斯喜马拉雅及拉萨地块内东

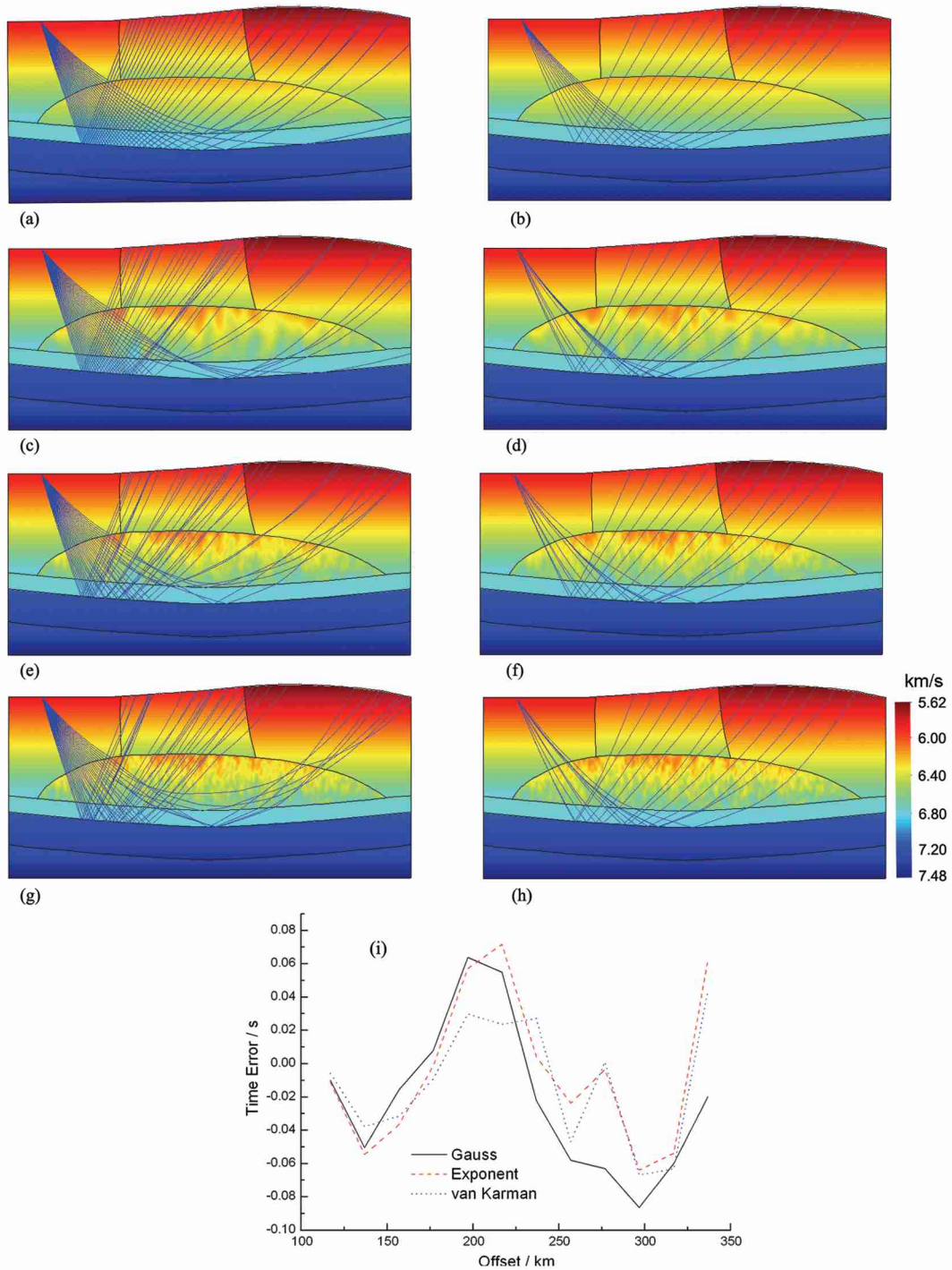


图 5 (a) 背景速度场的试射初始路径; (b) 背景速度场上射线追踪得到的射线路径; (c) 附加了高斯型随机扰动速度场后的试射路径; (d) 附加了高斯型随机扰动场后的追踪射线路径; (e) 同 c, 指数型; (f) 同 d, 指数型; (g) 同 c, von Karman 型; (h) 同 d, von Karman 型; (i) 三种扰动射线路径 (d, f, h) 和背景射线路径 (b) 的走时差

Fig. 5 (a) Initial shooting trajectories based on the background velocity model; (b) Tracing results based on the background velocity model; (c) Initial shooting trajectories based on a superimposed Gaussian random perturbation velocity model; (d) Tracing results based on the velocity model as (c); (e) Same as (c) with an exponential random perturbation; (f) Tracing results based on (e); (g) Same as (c) with a von Karman random perturbation; (h) Tracing results based on (g); (i) Traveltime error of tracing trajectories in (d), (f) and (h) to background traveltime (b)

西向地震剖面解释结果^[35-37],经简化获得如图 5 所示的模型,尺寸为 400 km ×90 km;该模型所含 7 块均为常梯度速度场.为了研究自组织效应,我们仅假定块 4 内地震波速度存在统计特征,并表述为背景场梯度速度场基础上附加随机扰动场.本文进行了四组数值试验:背景场(图 5a、5b)以及高斯型(图 5c、5d)、指数型(图 5e、5f)和 von Karman 型(图 5g、5h)随机扰动场.扰动场计算中,给定的相关参数为:网格间距 2 km,相关长度 8 km,均值为零,标准差为 1%(对应的速度扰动大约为 3%);由于生成三种扰动场的白噪声是相同的,因此三者的速度异常区域是一致的(图 5c~5h),但从高斯型到 von Karman 型,小尺度上有更大的非均匀性.图 5a、5b 显示背景场上的试射初始路径和射线追踪得到的射线路径;5c~5h 分别为三种随机介质中的试射和最短走时射线路径(即射线追踪得到的多路径中,选择最小走时路径);图 5i 是扰动射线路径(图 5d、5f 和 5h)分别对应的走时和背景射线路径(图 5b)的走时差.在偏移

距 200 km 左右,三种随机扰动使得反射走时变大,地震波的视速度变小,在近偏移距 100~150 km 和远偏移距 250~300 km 处,反射走时变小,地震波视速度变大.由于生成扰动的白噪声相同,三种射线走时有相似的统计特征,但从高斯型到 von Karman 型,射线走时依次更接近其平均效应,这是由于 von Karman 型在小尺度上有更大的非均匀性,这一特征有助于分辨地球内部特定区域自组织结构的类型.图 6a 为背景场和三种扰动场分别对应的理论地震图,子波型为雷克子波;图 6b 为相对振幅差,即扰动场相对背景场的振幅差和背景振幅的比值.和走时误差不同,相对振幅差在偏移距 200~250 km 处使地震反射振幅减弱,高斯型在 250~300 km 处使振幅加强.从高斯型到 von Karman 型,振幅同样也有依次更接近其平均效应,但不如走时误差明显,这是由于影响振幅的因素较多,有反透射系数、扩散系数、界面形状、地表起伏等,而射线走时仅与射线轨迹有关.

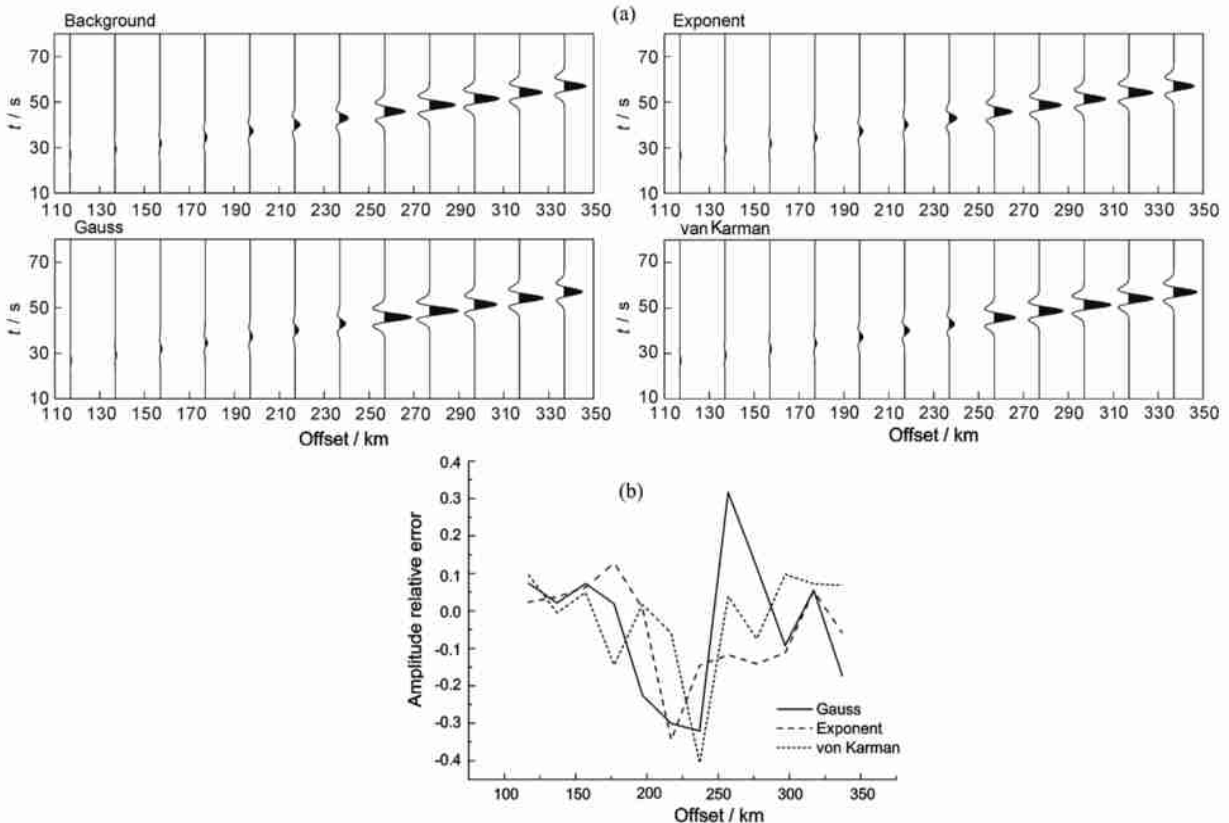


图 6 (a) 从上到下依次为背景(5b)、高斯型(5d)、指数型(5f)、von Karman 型(5h)对应的理论地震图;(b) 三种类型的相对振幅差

Fig. 6 (a) From the top down, the synthetic seismograms of dynamic tracing based on background (5b), Gaussian (5d), Exponential (5f) and von Karman (5h) velocity models; (b) Three random amplitude relative errors to the background

5 结论和讨论

本文改变了传统的网格划分或分层网格划分,采用块状结构来描述复杂的二维自组织模型,用数值方法来进行正演射线追踪,并得到理论地震图.随机介质表征的自组织模型能够描述大量随机分布的小尺度异常,不仅可以应用在高分辨率石油地震勘探中,而且对了解地球内部构造和动力学含义都有重要的意义.如果在确定的速度模型上,附加随机扰动的速度场,则可能更逼近真实的地球物理模型;不同特征的扰动场,可能代表了不同的壳幔动力学含义.本文的弱随机介质数值试验表明,由于地球内部结构的自组织性存在,地震波射线轨迹可能发生明显的畸变,地震波走时和振幅均有些不同程度的改变.对于更强的随机扰动,射线路径弯曲扰动会更大,射线路径更长,射线走时总体偏大,计算最小走时误差较大,此时需要考虑散射及相应的波前复原效应.

致谢 本研究工作得到中国科学院地质与地球物理研究所张中杰研究员的悉心指导和帮助,在此表示衷心的感谢.

参考文献 (References)

- [1] 滕吉文,张中杰,白武明等. 岩石圈物理学. 北京:科学出版社,2003
Teng J W, Zhang Z J, Bai W M, et al. Lithosphere Physics (in Chinese). Beijing: Science Press, 2003
- [2] 陈运泰,滕吉文,张中杰. 地球物理学的回顾与展望. 地球科学进展,2001, 16(5): 634 ~ 642
Chen Y T, Teng J W, Zhang Z J. Geophysics: The 20th century in retrospect and the 21st century in prospect. *Advance in Earth Sciences* (in Chinese), 2001, 16(5): 634 ~ 642
- [3] Zhao W, Nelson K D, the Project INDEPTH Team. Deep seismic reflection evidence for continental underthrusting beneath south Tibet. *Nature*, 1993, 366: 557 ~ 559
- [4] 滕吉文等. 柴达木盆地的深层地震反射波和地壳构造. 地球物理学报,1974, 17(2): 121 ~ 134
Teng J W, et al. Deep reflected waves and the structure of the earth crust of the eastern part of Qaidam Basin. *Chinese J. Geophys.* (in Chinese), 1974, 17(2): 121 ~ 134
- [5] 高锐,成湘洲,丁谦. 格尔木-额济纳旗地学断面地球动力学模型初探. 地球物理学报,1995, 38(增刊): 3 ~ 14
Gao R, Cheng X Z, Ding Q. Preliminary geodynamic model of Golmud-Ejin Qi geoscience transect. *Chinese J. Geophys.* (in Chinese), 1995, 38(Suppl.): 3 ~ 14
- [6] 王椿镛,韩渭宾,吴建平. 松潘-甘孜造山带地壳速度结构. 地震学报,2003, 25(3): 229 ~ 241
Wang C Y, Han W B, Wu J P, et al. Crust structure beneath the Songpan-Garze orogenic belt. *Acta Seismologica Sinica* (in Chinese), 2003, 25(3): 229 ~ 241
- [7] 高恩源. 喜马拉雅山北麓-雅鲁藏布江地区人工爆炸地震测深地壳结构. 见:西藏地球物理文集. 北京:地质出版社,1990. 1 ~ 14
Gao E Y. Crustal structure in northern Himalaya-Yalu Zangbu by artificial deep seismic explosion. In: Tibet Geophysical Corpus. Beijing: Geological Publishing House, 1990. 1 ~ 14
- [8] 国家地震局科技监测司编. 中国大陆深部构造的研究与进展. 北京:地震出版社,1988
Department of Scientific Programming and Earthquake Monitoring, China Earthquake Administration. Developments in the Research of Deep Structures of China's Continent. Beijing: Seismological Press, 1988
- [9] Levander A R, Holliger K. Small-scale heterogeneity and large-scale velocity structure of the continental crust. *J. Geophys. Res.*, 1992, 97(B6): 8797 ~ 8804
- [10] Baig A M, Dahlen F A, Hung S H. Traveltimes of waves in three-dimensional random media. *Geophys. J. Int.*, 2003, 153: 467 ~ 482
- [11] Ikelle L T, Yung S K, Daubl F. 2 - D random media with ellipsoidal autocorrelation function. *Geophysics*, 1993, 58(9): 1359 ~ 1372
- [12] 奚先,姚姚. 二维随机介质及波动方程正演模拟. 石油地球物理勘探,2001, 36(5): 546 ~ 552
Xi X, Yao Y. 2 - D random media and wave equation forward modeling. *OGP* (in Chinese), 2001, 36(5): 546 ~ 552
- [13] 奚先,姚姚. 非平稳随机模型. 石油地球物理勘探,2005, 40(1): 71 ~ 75
Xi X, Yao Y. Non-stationary random medium model. *OGP* (in Chinese), 2005, 40(1): 71 ~ 75
- [14] Ojo S B, Mereu R F. The effect of random velocity functions on the travel times and amplitudes of seismic waves. *Geophys. J. R. astr. Soc.*, 1986, 84: 607 ~ 618
- [15] Moser T J. Shortest path calculation of seismic rays. *Geophysics*, 1991, 56: 59 ~ 67
- [16] Crossley D J, Jensen O G. Fractal velocity models in refraction seismology. *Pure Appl. Geophys.*, 1989, 131: 61 ~ 76
- [17] Witte O, Roth M, Muller G. Ray tracing in random media. *Geophys. J. Int.*, 1996, 124: 159 ~ 169
- [18] 徐涛,徐果明,高尔根等. 三维复杂介质的块状建模和试射射线追踪. 地球物理学报,2004, 47(6): 1118 ~ 1126
Xu T, Xu G M, Gao E G, et al. Block modeling and shooting ray tracing in complex 3-D media. *Chinese J. Geophys.* (in Chinese), 2004, 47(6): 1118 ~ 1126
- [19] Zhao A H, Zhang Z J, Teng J W. Minimum travel time tree algorithm for seismic ray tracing: improvement in efficiency. *Journal of Geophysics and Engineering*, 2004, 1(4): 245 ~ 251
- [20] 赵爱华,丁志峰. 宽角反射地震波走时模拟的双重网格法. 地球物理学报,2005, 48(5): 1141 ~ 1147.
Zhao A H, Ding Z F. A double-grid algorithm for calculating traveltimes of wide-angle reflection waves. *Chinese J. Geophys.* (in

- Chinese), 2005, **48**(5): 1141 ~ 1147
- [21] Xu T, Xu G, Gao E, et al. Block modeling and segmentally iterative ray tracing in complex 3D media. *Geophysics*, 2006, **71**(3): T41 ~ T51
- [22] Frankel A, Clayton R W. Finite difference simulations of seismic scattering: implications for the propagation of short-period seismic waves in the crust and models of crustal heterogeneity. *J. Geophys. Res.*, 1986, **91**(B6): 6465 ~ 6489
- [23] Korn M. Seismic wave in random media. *J. Applied Geophys.*, 1993, **29**: 247 ~ 269
- [24] Zhang Z J, He Q D, Teng J W, et al. Simulation of 3-component seismic records in a 2-dimensional transversely isotropic media with finite-difference. *Can J. Expl. Geophys.*, 1993, **29**: 51 ~ 58
- [25] Zhang Z J, Wang G J, Harris T M. Multi-component wavefield simulation in viscous extensively dilatancy anisotropic media. *Phys. Earth Planet Inter.*, 1999, **114**: 25 ~ 38
- [26] Yang D H, Liu E R, Zhang Z J, Teng J W. Finite-difference modeling in two-dimensional anisotropic media using a flex-corrected transport technique. *Geophys. J. Int.*, 2002, **148**: 320 ~ 328
- [27] 杨顶辉. 双相各向异性介质中弹性波方程的有限元解法及波场模拟. *地球物理学报*, 2002, **45**(4): 575 ~ 583
Yang D H. Finite element method of the elastic wave equation and wavefield simulation in two-phase anisotropic media. *Chinese J. Geophys.* (in Chinese), 2002, **45**(4): 575 ~ 583
- [28] 刘永霞, 徐 涛, 赵 兵等. 自相似型各向异性自组织介质中地震波场动力学响应. *地球物理学报*, 2007, **50**(1): 221 ~ 232
Liu Y X, Xu T, Zhao B, et al. Seismic sounding of anisotropic self-similar self-organized medium. *Chinese J. Geophys.* (in Chinese), 2007, **50**(1): 221 ~ 232
- [29] 刘永霞, 徐春明, 宁俊瑞. 不同模式自组织介质中声波传播特性的比较研究. *地球物理学报*, 2007, **50**(3): 830 ~ 836
Liu Y X, Xu C M, Ning J R. Comparison of acoustic propagation in several different types self-organized media. *Chinese J. Geophys.* (in Chinese), 2007, **50**(3): 830 ~ 836
- [30] Klimes L. Correlation functions of random media. *Pure Appl. Geophys.*, 2002, **159**: 1811 ~ 1831
- [31] 朱 华, 黄辉宁, 李永庆等. 随机信号分析. 北京理工大学出版社, 2003
Zhu H, Huang H N, Li Y Q, et al. Random Signal Analysis (in Chinese). Beijing: Beijing Institute of Technology Press, 2003
- [32] Goff J A, Jordan T H. Stochastic modeling of seafloor morphology: inversion of sea beam data for second-order statistic. *J. Geophys. Res.*, 93B: 13589 ~ 13608
- [33] Cerveny V. Seismic Ray Theory. Cambridge University Press, 2001
- [34] 徐 涛. 三维复杂介质的块状建模和快速射线追踪[博士学位论文]. 合肥: 中国科学技术大学, 2003
Xu T. Block modeling and fast ray tracing in complex three-dimensional media [Ph. D. thesis] (in Chinese). Hefei: University of Science and Technology of China, 2003
- [35] Zhang Z, Li Y K, Wang G J, et al. E - W crustal structure under the northern Tibet and "down-bowing" Moho under the northern Tibet revealed by wide-angle seismic profile. *Science in China (Series D)*. 2002, **31**(11): 881 ~ 888
- [36] Zhang Z, Teng J W, Li Y K, et al. Crustal structure of seismic velocity in southern Tibet and east-westward escape of the crustal material. *Science in China (Series D)*, 2004, **47**(6): 500 ~ 506
- [37] Zhang Z, Klemperer S L. West - east variation in crustal thickness in northern Lhasa block, central Tibet, from deep seismic sounding data. *J. Geophys. Res.*, 2005, 110, doi: 10.1029/2004JB003139

(本文编辑 胡素芳)