中国科学: 物理学 力学 天文学 2010 年 第 40 卷 第 7 期: 858 ~ 868
SCIENTIA SINICA Phys, Mech & Astron www.scichina.com phys.scichina.com
《中国科学》杂志社
SCIENCE CHINA PRESS

储层声学专题

随机孔隙介质中地震波衰减分析

刘炯[①*], 巴晶[②], 马坚伟[①], 杨慧珠[①]

① 清华大学工程力学系, 北京 100084;
② 中国石油勘探开发研究院物探所, 北京 100084
* E-mail: jiong3330@yahoo.com.cn

收稿日期: 2009-09-10; 接受日期: 2009-11-12
国家重点基础研究发展计划(编号: 2007CB209505)和国家自然科学基金重点项目(批准号: 40830423)资助项目

摘要 地震波在岩石中传播衰减问题一直是研究的热点之一, 目前的岩石孔隙介质模型都无法全面解释地震波在岩石中的强衰减现象. 根据 Biot 孔隙弹性理论和一般随机过程理论设计了随机孔隙介质模型来研究地震波在复杂地层岩石中的传播规律. 为确保模型与地球浅层的岩石实际状况相符, 模型中岩石的晶粒密度、孔隙度、渗透率与骨架模量均被设置为空间随机分布的参数, 在仅考虑一种流体浸润的情况下, 对随机孔隙介质进行了地震波的数值模拟. 并采用两种衰减估量方法(时间域的振幅衰减法和频率域的谱比法)对波场中虚拟检波器的合成记录进行了衰减估算, 给出了基于不同方法得到的两种快纵波衰减的逆品质因子. 将随机孔隙介质中快纵波衰减结果与均匀孔隙介质的快纵波衰减结果对比, 结果显示: 均匀孔隙结构中的地震波衰减远低于随机孔隙结构, 而且, 在随机孔隙结构中若不均匀程度提高, 则地震波的衰减会进一步加强, 当不均匀程度达到σ=0.15 时, 快纵波的衰减因子与实际观测的经验值符合. 由于数值实验的中心频率(50 Hz)位于地震频段, 因此我们的结果无疑进一步证实了不均匀孔隙结构是中、低频段地震波在实际地层发生强衰减的重要原因之一.

关键词 随机介质理论, Biot 孔隙弹性理论, 地震波衰减, 逆品质因子

PACS: 07.05.Tp, 46.65.+q, 91.60.Lj

地震波衰减是指地震波在介质中传播时遭遇的能量损失. 实际介质中的地震波衰减常被用于反演介质的内部构造与指示结构的特征属性, 因此对衰减的研究是天然地震学、勘探地震学、声学、无损检测与岩石力学实验等领域共同关心的问题[1~3]. 总体上根据形成机制的不同可以把地震波衰减分为外部衰减和内部衰减两大类, 其中外部衰减主要包括由于波在介质中扩散而引起的几何衰减和岩石介质的非均匀性导致的散射衰减. 内部衰减主要包括岩石内部的晶粒摩擦和岩石中流体流动引起的衰减. 由于衰减机制的多样性与物理机理的复杂性, 人们对复杂孔隙介质中的地震波衰减现象还未完全理解, 这导致了在实际地震勘探中, 衰减检测技术始终停留在探索阶段.

由于衰减机制的复杂性, 前人对衰减的研究往往把外部衰减和内部衰减分成两部分来单独考虑. 就外部衰减而言, 由于几何衰减可以根据波传播方程定量得出, 所以目前外部衰减研究主要集中在散射衰减. 实际岩石存在着大量非均匀成分, 用随机介质模型来描述这种非均匀在数学上更加合理. 随机

引用格式: 刘炯, 巴晶, 马坚伟, 等. 随机孔隙介质中地震波衰减分析. 中国科学: 物理学 力学 天文学, 2010, 40: 858 ~ 868

模型的研究起源于 20 世纪 60 年代. Aki[4]提出了地下介质的随机不均匀性引起的尾波是导致地下振动长久持续的主要原因. 随后许多学者进行了随机介质中波传播的相关研究[5~13]. 研究发现, 当随机介质的不均匀尺度和地震波波长可以比拟时, 随机介质引发的散射可能产生很大的衰减[14]. 前人在对随机介质散射衰减的研究时主要针对外部衰减, 而并不考虑内部衰减, 且这些随机模型都集中在波动方程相对简单的声波随机介质和弹性随机介质.

就内部衰减而言, 其中晶粒摩擦引起的衰减无论从相关理论还是试验来看, 在实际观测到的总衰减份额都是很小的, 所以在地球物理勘探领域, 这一点大都忽略了. 研究表明, 在上地壳的岩石圈内, 对于应变小于 10^{-6} 的地震波来说, 岩石孔隙中的流体作用是衰减的重要因素, 内部衰减研究目前主要集中在流体流动引起的衰减[15~18]. 孔隙介质中流体流动衰减的研究始于 20 世纪 50 年代 Biot 创建的孔隙弹性理论, 在该理论中引入了孔隙流体相对固体骨架运动而引起的衰减机制[19,20]. 这使得该理论开始应用于岩石中波衰减的预测研究中. 由于数学原因, 这种预测都是基于均匀的 Biot 孔隙弹性理论. 在地震频段和声波测井频段用均匀 Biot 孔隙弹性理论预测的衰减也要比实际观测到的结果小 1 和 2 个数量级[18]. 为此人们在 Biot 孔隙弹性理论上提出了新的模型来更好预测实际岩石中的强衰减现象. 有研究人员认为岩石中微观裂缝存在会引发的 squirt 流动[21,22], 均匀孔隙弹性理论没有考虑到这种流动机制所以才导致了衰减预测偏差. 还有研究人员提出同时含有两种不同流体空间周期分布的 Patchy 孔隙介质模型[23,24]和同时含两种不同类型孔隙结构的双孔模型[25]来解释中、低频段岩石中地震波高衰减的现象. 这些对流体流动衰减的研究主要针对内部衰减, 而不考虑外部衰减. 实际地下岩石中不同孔隙流体往往是随机分布的, 用均匀模型和空间周期分布模型来研究地震波在实际地下岩石中的传播衰减过于理想.

实际地下岩石孔隙结构是空间非均匀随机分布的, 其不均匀特征长度从岩石颗粒尺度到接近波长或大于波长尺度都是实际存在的, 介质非均匀性引发的外部散射衰减和流体流动引发的内部衰减都同时客观存在. 基于这些考虑, 本文根据 Biot 孔隙弹性理论建立了一种岩石结构任意分布的新随机孔隙介质模型, 并在随机孔隙介质模型的基础上研究了由散射和流体流动共同引起的地震波衰减. 为了更清楚地显示新模型对地震波衰减解释的效果, 本文引入常用于衰减预测的均匀孔隙介质模型来进行对比. 又考虑到实际勘探中主要用到的是孔隙介质中的快纵波, 因此本文所指的衰减指的是快纵波在随机孔隙介质中的衰减.

全文结构安排如下: 第一部分首先介绍了孔隙介质中波传播的理论, 引入随机介质的一般描述方法, 设计具有随机孔隙结构分布特征的新孔隙介质模型, 之后给出了本文研究的流程图, 并对所选用的衰减估计方法进行阐述; 第二部分在随机孔隙介质模型的基础上采用错格伪谱法进行波场模拟, 然后通过波场中安置的虚拟检波器记录的合成记录, 用时域振幅衰减法和频域谱比法对快纵波的衰减进行了定量估计; 第三部分对数值实验中的衰减结果进行了归纳与讨论.

1 随机孔隙介质模型原理与方法

本文研究主要建立在岩石结构任意分布的随机孔隙介质模型上, 所以本部分首先介绍模型建立的相关的原理, 之后阐述了平面随机孔隙介质模型构建的具体步骤, 随后对文中所用的两种衰减估计方法进行简要介绍, 最后给出了本文研究的流程图.

1.1 Biot孔隙弹性理论

1956 年 Biot 基于线弹性、波长远大于孔隙介质颗粒尺寸、介质各向同性假设, 在考虑流固耦合作用的前提下, 创建了双相介质中波传播的孔隙弹性介质理论. 在孔隙弹性介质理论中, 应力-位移的张量表达式如下[20]:

$$\begin{aligned} \sigma_{ij} &= \mu(u_{i,j}+u_{j,i})+\delta_{ij}(Au_{k,k}+QU_{k,k}), \\ p &= -\frac{1}{\phi}(Qu_{k,k}+RU_{k,k}), \end{aligned} \tag{1}$$

其中 i, j 和 k 为指标符号; σ_{ij} 为固相上的应力张量, p 为流体压力; u, U 分别为孔隙介质中固相和流相的位移; δ_{ij} 为 Kronecker 张量, 当 $i=j$ 时 $\delta_{ij}=1$, 当 $i\neq j$ 是 $\delta_{ij}=0$; A, μ 为孔隙介质中固相骨架的弹性常数, R 为流相的弹性常数, Q 为流相和固相之间耦合的弹性常数; ϕ 为介质的孔隙度. Geertma 给出了孔隙弹性常数 A, Q 和 R 与孔隙介质中矿物质体积模

量 K_s，干骨架的体积模量 K_b，孔隙流体的体积模量 K_f 之间存在的关系[26].

Biot 孔隙弹性理论中的运动方程如下:

$$\begin{aligned}&\frac{\partial^2}{\partial t^2}(\rho_{11}u_i-\rho_{12}U_i)+b\frac{\partial}{\partial t}(u_i-U_i)=\sigma_{ij,j},\\&\frac{\partial^2}{\partial t^2}(\rho_{12}u_i+\rho_{22}U_i)-b\frac{\partial}{\partial t}(u_i-U_i)=-(\phi p),i,\end{aligned}\tag{2}$$

其中 b 代表流固相互运动之间的阻力系数，它可用流体黏滞系数 η 和骨架渗透率 κ 表示 $b=\frac{\eta}{\kappa}\phi^2$，$\rho_{11}$，$\rho_{12}$ 和 ρ_{22} 是双相系统中的质量系数，它们可以用固相密度 ρ_s，流相密度 ρ_f 以及孔隙介质的结构因子来表述，具体关系参见文献[20]. 本文用固体颗粒为球状时 Berryman 结构因子表达式[27]求解结构因子，然后再通过结构因子求解(2)式中的质量系数.

方程(1)和(2)构成了波在一般非均匀孔隙介质中波传播的控制方程.

1.2 随机介质一般理论

以往波传播问题的研究多考虑均匀或分层均匀的情况，而实际介质往往是非均匀的. 对于实际地下大量存在而且分布不规则的异常介质往往用随机介质模型来描述更接近真实情况.

根据随机过程理论，任意二维空间随机分布量 f 可以表示成如下平均值和扰动量之和的形式[13]

$$f(x,z)=f_0(1+\gamma(x,z)),\tag{3}$$

其中 f_0 表示 f 的空间平均值，它是常数. $\gamma(x,z)$ 是在点 (x,z) 处 f 相对于平均值的扰动. 为了数学上的处理方便，假设空间随机扰动 $\gamma(x,z)$ 是均值为 0 的空间平稳随机过程，即

$$\langle\gamma(x,z)\rangle=0.\tag{4}$$

除了均值，人们还往往用方差 σ^2 和自相关函数 φ 来描述平稳随机过程，它们表达式如下:

$$\sigma^2=\langle\gamma^2(x,z)\rangle,\tag{5}$$

$$\varphi(x,z)=\langle\gamma(x_1,z_1)\gamma(x_1+x,z_1+z)\rangle/\sigma^2.\tag{6}$$

上述方程中 $\langle\cdot\rangle$ 表示取平均.

根据随机过程理论，$\gamma(x,z)$ 的功率谱就是其自相关函数 $\varphi(x,z)$ 的傅里叶变换. 所以可以用随机过程的自相关函数用谱展开的方法来构建 $\gamma(x,z)$ 空间随机分布[28]. 在构建随机介质的过程中自相关函数 $\varphi(x,z)$ 的选择有多种，如高斯型、指数型、Von Karman 型[13]，本文采用指数型自相关函数，其形式如下:

$$\varphi(x,z)=\mathrm{e}^{-\sqrt{\frac{x^2}{a^2}+\frac{z^2}{b^2}}},\tag{7}$$

其中 a 和 b 分别是随机介质在 x 和 z 方向上的自相关长度.

1.3 二维随机孔隙介质模型

在 x-z 二维平面中，由于流、固 y 方向的位移分量以及各变量 y 方向的空间导数都为 0，所以孔隙弹性控制方程(1)和(2)可以改写成如下形式:

$$\begin{aligned}&\sigma_x=2\mu\frac{\partial u_x}{\partial x}+A\left(\frac{\partial u_x}{\partial x}+\frac{\partial u_z}{\partial z}\right)+Q\left(\frac{\partial U_x}{\partial x}+\frac{\partial U_z}{\partial z}\right),\\&\sigma_z=2\mu\frac{\partial u_z}{\partial z}+A\left(\frac{\partial u_x}{\partial x}+\frac{\partial u_z}{\partial z}\right)+Q\left(\frac{\partial U_x}{\partial x}+\frac{\partial U_z}{\partial z}\right),\\&\tau_{xz}=\mu\left(\frac{\partial u_x}{\partial z}+\frac{\partial u_z}{\partial x}\right),\\&p=-\frac{1}{\phi}\left[Q\left(\frac{\partial u_x}{\partial x}+\frac{\partial u_z}{\partial z}\right)+R\left(\frac{\partial U_x}{\partial x}+\frac{\partial U_z}{\partial z}\right)\right],\end{aligned}\tag{8}$$

$$\begin{aligned}&\frac{\partial^2}{\partial t^2}(\rho_{11}u_x+\rho_{12}U_x)+b\frac{\partial}{\partial t}(u_x-U_x)=\frac{\partial\sigma_x}{\partial x}+\frac{\partial\tau_{xz}}{\partial z},\\&\frac{\partial^2}{\partial t^2}(\rho_{12}u_x+\rho_{22}U_x)-b\frac{\partial}{\partial t}(u_x-U_x)=-\frac{\partial(\phi p)}{\partial x},\\&\frac{\partial^2}{\partial t^2}(\rho_{11}u_z+\rho_{12}U_z)+b\frac{\partial}{\partial t}(u_z-U_z)=\frac{\partial\sigma_z}{\partial z}+\frac{\partial\tau_{xz}}{\partial x},\\&\frac{\partial^2}{\partial t^2}(\rho_{12}u_z+\rho_{22}U_z)-b\frac{\partial}{\partial t}(u_z-U_z)=-\frac{\partial(\phi p)}{\partial z}.\end{aligned}\tag{9}$$

本文考虑的是二维平面空间中，在一种孔隙流体浸润的情况下，由固体骨架孔隙结构的随机分布对孔隙介质中地震波传播的影响，因此本研究中，岩石的固体颗粒密度、骨架体积模量、骨架剪切模量、孔隙度、渗透率都被设定为相互独立的空间随机分布量，而其他的一些岩石属性参数，如岩石材料的体积模量、孔隙流体的密度、孔隙流体的黏度、孔隙流体的体积模量则被设为确定量. 然后再基于(8)和(9)的平面孔隙弹性方程和 1.2 节的随机介质理论设计随机孔隙结构的介质模型.

在随机孔隙介质建模的过程中，为了数学上处理的方便，我们首先假设固体骨架的各随机扰动量

具有相同的零均值、相同的方差和相同的指数型自相关函数, 然后采用一般空间随机量的谱展开方法来建立随机孔隙介质参数在空间的具体分布, 其具体过程如下:

(ⅰ) 选取指数型自相关函数 x 和 z 方向上的相关长度 a 和 b 值, 求取自相关函数 $\varphi(x,z)$ 的二维空间傅里叶变换 $\varphi(k_x,k_z)$.

(ⅱ) 在空间频域内产生二维的角度的随机分布数组 $\theta(k_x,k_z)$, 用 $\varphi(k_x,k_z)$ 和 $\mathrm{e}^{i\theta(k_x,k_z)}$ 相乘, 得到随机扰动的功率谱 $\psi(k_x,k_z)$.

(ⅲ) 将随机功率谱进行二维的逆傅里叶变换得到由指定自相关函数 $\varphi(x,z)$ 描述的随机扰动 $\gamma'(x,z)$.

(ⅳ) 按(4)和(5)指定的要求对 $\gamma'(x,z)$ 进行规范化处理, 得到用自相关函数 $\varphi(x,z)$ 表示的, 具有指定均值和方差的随机扰动 $\gamma(x,z)$.

(ⅴ) 将规范化后的扰动量 $\gamma(x,z)$ 代入到各岩石骨架随机参数的具体表示式(3)中, 得到随机参数在空间的分布.

(ⅵ) 根据空间各点的随机量和确定量求出二维随机孔隙介质中方程(8)和(9)中系数在空间各点的具体值.

在随机过程中均方差 σ 反映了随机量偏离均匀值的程度. 均方差越大, 随机量分布越分散, 不均匀程度也就越高. 所以通过改变扰动量的均方差 σ 值我们可以得到不同非均匀程度下的随机孔隙介质.

由于随机孔隙介质中相邻区域的介质属性差异较大, 介质参数的空间突变性极易造成波场模拟中迭代计算的不收敛. 在保持计算精度的前提下, 错格伪谱法能够很好地分辨介质空间的强非均匀性[29~31]. 在本文研究中我们采用错格伪谱法来模拟地震波在随机孔隙介质中的传播.

1.4 地震波衰减的估计方法

考虑到实际估计波传播的逆品质因子方法很多, 且不同方法得到的结果往往不同, 为详细调查随机多孔结构中的地震波衰减问题, 本文同时采用了振幅衰减法和谱比法两种方法来估算孔隙介质中快纵波的衰减, 进行对比分析.

1.4.1 振幅衰减法

在地震记录中地震波能量衰减的最明显表现就是随着波的传播, 振幅减小, 因此可以直接通过时域中记录到的地震波振幅信息来估计衰减[32]. 振幅衰减法取平面波同一波传播路径上 r_1 和 r_2 位置上两个点的振幅记录来估计衰减, 其表达式如下:

$$\frac{1}{Q}=\frac{V}{\pi f(r_2-r_1)}\ln\left(\frac{u(r_1)}{u(r_2)}\right), \tag{10}$$

其中 $u(r_1)$, $u(r_2)$ 为 r_1 和 r_2 处记录的最大位移, f 为平面波的频率; V 为波传播的速度; $1/Q$ 为衡量波在传播过程中衰减大小的逆品质因子.

在实际模拟中震源往往采用复合频率的子波, 对此时域振幅衰减法一般直接将子波的中心频率代入(10)式来估计波在传播过程中的逆品质因子.

1.4.2 频率域谱比法

在频域中, 地震波的衰减还会体现在振幅谱的变化上[32,33]. 频率域谱比法取同一波传播路径上 r_1 和 r_2 两个不同位置点的振幅谱来估计逆品质因子, 其表达式如下:

$$\frac{1}{Q}=\frac{V}{\pi f(r_2-r_1)}\ln\left(\frac{A_1(f)}{A_2(f)}\right), \tag{11}$$

其中 $A_1(f)$ 和 $A_2(f)$ 分别表示 r_1 和 r_2 处记录的振幅谱.

对于含多种频率的子波, 许多用谱比法将 $\ln\frac{A_1(f)}{A_2(f)}$ 和 f 看作未知量, 对震源主要能量频段中的每一频率都采用(11)求得对应的 $1/Q$, 最后用最小二乘拟和的方法求得主要能量频段的等效逆品质因子 $1/Q$. 还有一种更简单的方法就是直接将子波中心频率、中心频率处的谱值代入(11), 由此估计逆品质因子. 为和前面振幅衰减法对应, 本文采用后一种方式的谱比法, 将 50 Hz 的中心频率直接代入(11)式估计 $1/Q$.

1.5 随机孔隙介质中地震波衰减分析流程

本文的研究首先采用一般空间随机变量建模方法, 设计了岩石骨架属性(即骨架模量与孔、渗特性)任意分布的随机孔隙介质模型, 然后分非均匀程度情况开展随机孔隙介质中波场模拟的数值实验, 在每种非均匀程度下进行 10 次重复实验, 即分别采用错格伪谱法数值模拟地震波在单个随机孔隙模型中的传播波场, 并在模拟波传播过程中采集虚拟检波器的合成记录, 最后对合成记录进行定量计算, 估量快纵波的品质因子. 具体研究流程如图 1 所示.

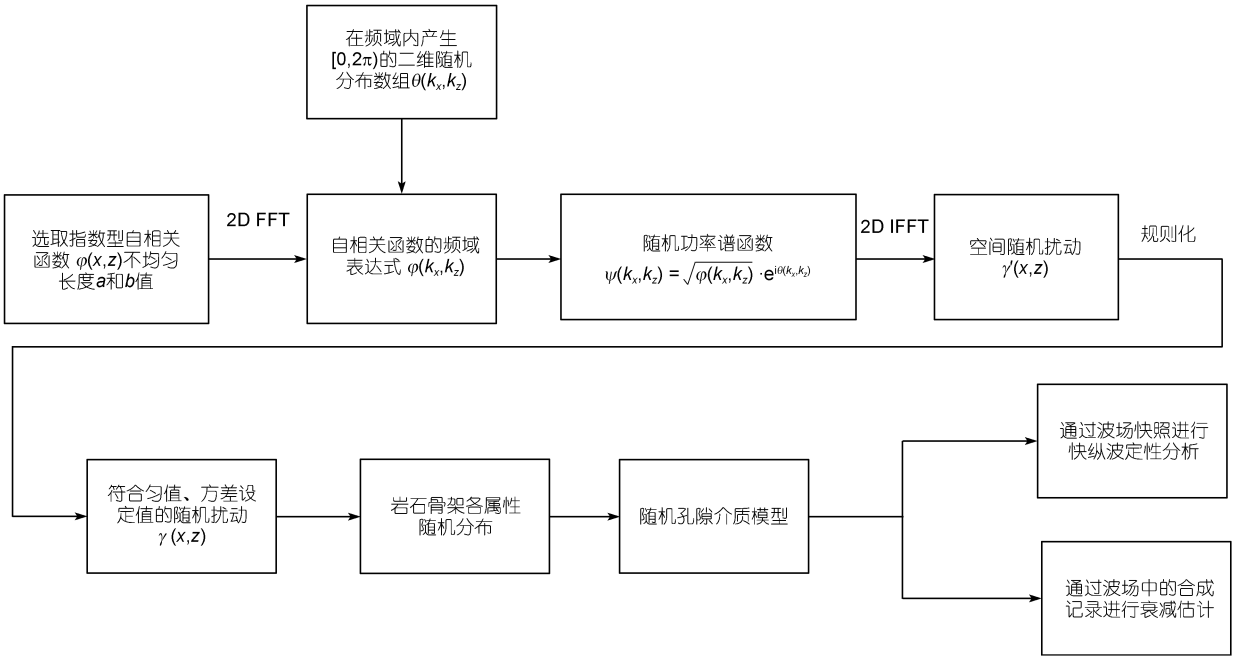

图 1　随机孔隙介质中地震波衰减分析流程图

2　随机孔隙介质数值模拟

前文对随机孔隙介质模型的相关理论做了详细的阐述, 现用上述方法建立具体模型来研究波在随机孔隙介质中的衰减. 为了更清楚地分析波在随机孔隙介质中衰减的特性, 引入均匀孔隙介质模型作为参照物.

取(7)式指数型自相关函数中自相关长度 a=b=10 m, 我们设计了图 2 所示 1290 m×1290 m 平面随机孔隙介质数值模型. 震源以 x 和 z 方向的单位正应力形式加载在区域中心点的固相上. 为了便于后面的衰减分析, 本文在过震源沿 x 和 z 轴正、负方向的四个波传播路径上布置了 8 个虚拟检波点, 用来记录空间点的振动情况.

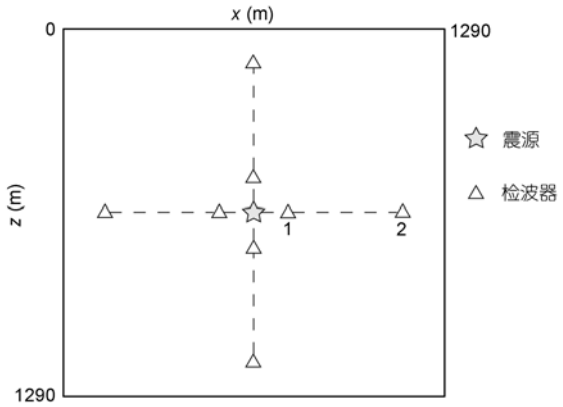

图 2　随机孔隙介质模型

以某地下 1000 m 未固结砂岩的数据来设计随机孔隙介质模型, 参数如表 1 所示, 其中固体材料模量 K_s、流体密度 ρ_f、流体体积模量 K_f、流体黏性系数 η 被设置为确定量; 固体颗粒密度 ρ_s、固体骨架体积模量 K_b、固体骨架剪切模量 μ、渗透率 κ、孔隙度 ϕ 被设置为随机变量. 表 1 中加下标 0 的量表示对应物理量的空间均值.

表 1　随机孔隙介质的参数[24]

	骨架及固体	油
确定量	$K_s = 34.3\times10^9$ Pa	$\rho_f = 700$ kg/m^3 $K_f = 0.7\times10^9$ Pa $\eta = 1\times10^{-3}$ kg/m·s^{-1}
随机量	$\rho_{s0} = 2585$ kg/m^3 $\kappa_0 = 1\times10^{-12}$ m^2 $K_{b0} = 8.67\times10^9$ $\mu_0 = 6.61\times10^9$ $\phi_0 = 0.3$	

2.1　数值模拟结果

首先对图 2 所示的模型空间采用 dx=dz=10 m 的正方形网格进行离散, 然后采用错格伪谱法数值求解. 模拟中震源采用心频率取为 50 Hz 的雷克子波, 时间步长取 dt=0.25 ms, 单次数值试验模拟时间长度 0.15 s.

由于随机变量的扰动均方差σ反映了随机孔隙介质不均匀的程度, 本文对扰动均方差σ=0(均匀介质), σ=0.1, σ=0.15, σ=0.2 几种不同非均匀程度的随机孔隙介质进行了波场数值模拟, 结果如图 3 所示.

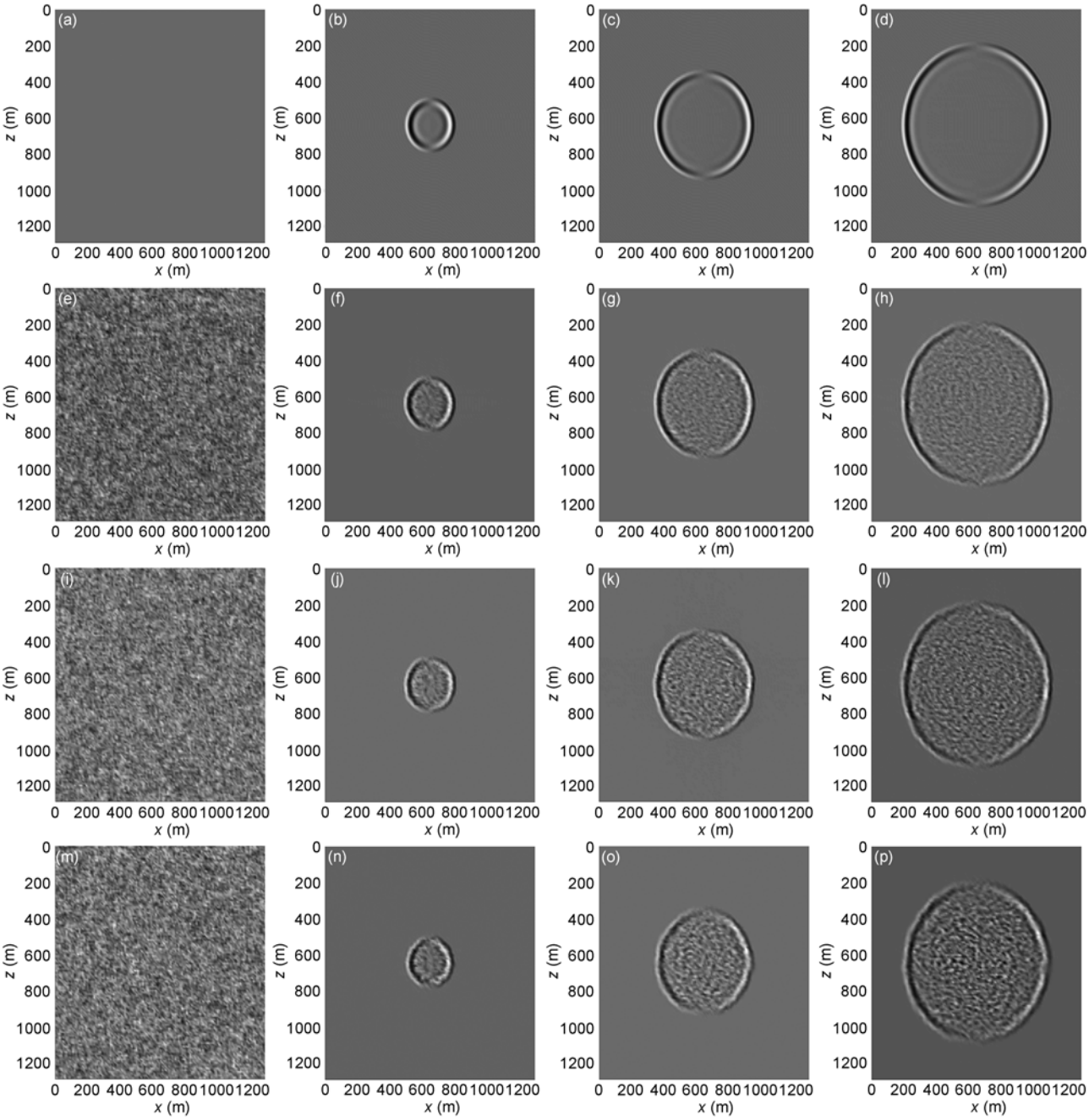

图 3　不同非均匀程度下模型的孔隙分布图及 x 向位移波场快照

(a)~(d) σ=0; (e)~(h) σ=0.1; (m)~(p) σ=0.2

图 3(a)~(d)是σ=0 时均匀孔隙介质的孔隙度分布图与 x 向位移在 0.05 s 时刻、0.1 s 时刻和 0.15 s 时刻 x 向位移的波场快照; 图 3(e)~(h)是σ=0.1 时的随机介质中孔隙度分布和 x 向位移的波场快照; 图 3(i)~(l)是σ=0.15 时的孔隙度分布和 x 向位移的波场快照; 图 3(m)~(p)是σ=0.2 时的孔隙度分布和 x 向位移的波场快照.

观察不同非均匀度下孔隙介质的地震波场, 可知:

(ⅰ) 由于黏滞性孔隙流体的耗散作用, 在固相波场快照中只能观察到快纵波, 无法观察到 Biot 慢纵波.

(ⅱ) 与均匀孔隙介质的波场相比, 随机孔隙模型中由于非均匀性的散射, 快纵波不再以光滑圆形向外扩散, 波前面呈现出粗糙的近似圆形.

(ⅲ) 由于震源采用了正应力加载, 所以刚开始在均匀孔隙模型中只产生纵波, 但由于随机孔隙介质的不均匀性, 快纵波在通过随机介质的过程中会转换为慢纵波与横波, 这使得快纵波的能量显著减小. 由于其他转换波的作用, 随机孔隙介质中的质点在初至快纵波经过后不会停止震动, 使得整个空间密布了散射波.

(ⅳ) 扰动均方差越大, 快纵波能量损失越强, 主要是由于随机介质的不均匀程度越大, 散射转换和孔隙介质中流体流动造成的能量损失越多.

2.2 地震波在随机孔隙介质中的衰减

为定量检测随机孔隙介质中的快纵波能量衰减特性, 本文采用图 2 检波器上的合成记录进行逆品质因子的定量计算. 由于集中力源产生的波在传播过程中会发生柱面扩散, 导致波振幅减小, 因此进行品质因子检测前, 首先必须对获得的合成记录进行几何校正来消除几何扩散的影响. 具体做法是将各个检波器的位移乘上平面传播问题的几何衰减因子的倒数$\sqrt{r}$, 其中 r 是检波器到震源的距离. 图 2 模型中各检波器的记录中, 震源产生的直达快纵波最先到达, 其传播路径是震源至检波器的直线距离. 经几何校正后, 合成记录可反映直达快纵波的能量随传播距离变化的相对关系. 对于各种转换波, 由于传播的路径并不是检波器到震源的距离, 所以文中直达波的校正方法并不适用. 本文主要考虑的是快纵波在随机孔隙介质中的衰减, 因此采用简单的几何衰减校正是可行的.

图 4(a)~(d)是σ=0, σ=0.1, σ=0.15, σ=0.2 四种不同非均匀程度下, 随机孔隙介质的单次波场实验中检波器 1 和 2 经校正后得到的合成记录. 分析校正后的记录可知, 对于均匀孔隙介质情况, 离震源近的检波器 1 的最大振幅与离震源远的检波器 2 的最大振幅之间的差异很小, 也就是说直达快纵波从检波器 1 位置传到检波器 2 位置发生的衰减很小. 在这种情况下, Biot 流动是均匀孔隙介质中衰减的唯一因素, 由此可知, 在低频频段 Biot 全局流动对于地震波在孔隙介质中衰减的贡献很小. 而随机孔隙介质的情况则不同, 从检波器 1 到检波器 2 之间, 直达快纵波的最大振幅衰减非常明显.

在图 2 的每一条波的传播路径上, 取虚拟检波器的合成记录, 先做几何校正, 然后在时域, 根据最大振幅用振幅衰减法, 在频域, 跟据图 4(b)中所示的直达快纵波ΔL_1 和ΔL_2 记录的振幅谱用谱比法来估算直达快纵波在每一路径上的逆品质因子.

对随机孔隙介质而言, 在单个算例中, 由于不同路径的孔隙结构不同, 所以快纵波在不同路径的衰减值也不相同, 为衡量快纵波在整个随机孔隙介质中的衰减情况, 本文采用沿 x 轴与 z 轴正、负共 4 个方向的逆品质因子的均值来表示快纵波在单个算例中的衰减. 又由于随机过程的固有特性, 即使在具有相同自相关函数、平均扰动值、均方差的随机孔隙介质中, 不同算例的快纵波衰减的逆品质因子也是不同的. 因此本文对σ=0.1, σ=0.15, σ=0.2 的每种情况分别做了 10 次随机数值实验. 各次算例的不同路径上的逆品质因子结果见表 2~4.

表中某方向上衰减因子为负表示远震源的检波器的校正后快纵波位移幅值比近震源检波器测得的校正后快纵波幅值要大, 这主要是因为在随机分布的孔隙弹性介质中远检波器处的弹性常数比近检波器处的弹性常数小较多, 在近乎相同外力作用的前提下, 固体弹性常数小的部分位移要比弹性常数大的部分大得多, 以至尽管有散射衰减和流体流动衰减的影响, 远检波器的位移振幅值依旧比近检波器的位移振幅值大. 此外散射波相互干涉也可能是造成逆品质因子为负的原因之一. 但是, 从随机过程的统计意义上来讲, 离震源远的快纵波振幅, 要明显低于离震源近的质点的快纵波振幅.

取沿 x 轴与 z 轴正、负共 4 个方向的逆品质因子

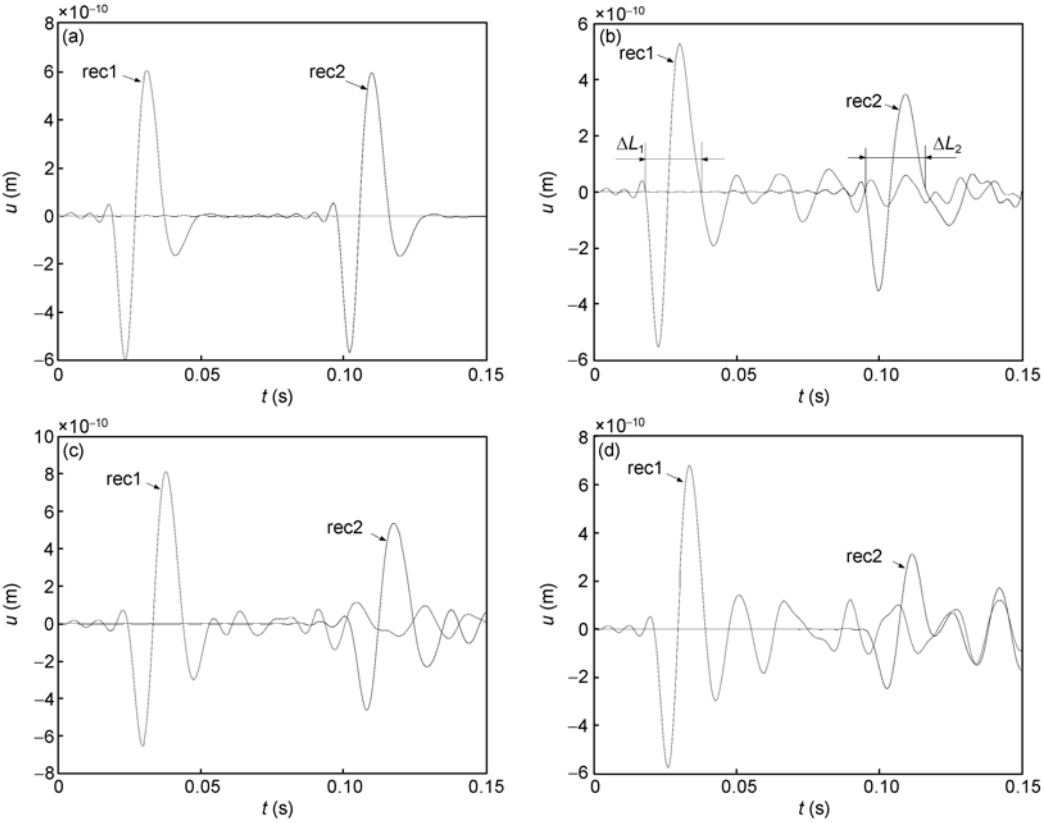

图 4　不同非均匀程度下 x 正向路径上检波器的校正后记录

(a) σ=0; (b) σ=0.1; (c) σ=0.15; (d) σ=0.2

表 2　σ=0.1

	振幅衰减法				谱比法			
	X 正向	X 负向	Z 正向	Z 负向	X 正向	X 负向	Z 正向	Z 负向
1	0.0368	0.0075	–0.0071	–0.0057	0.0287	0.0066	–0.0089	0.003
2	0.0222	0.0118	–0.0025	0.0055	0.0195	0.01	–0.0012	0.0096
3	–0.0076	0.0362	0.0064	0.0011	–0.0038	0.0248	0.0084	0.0021
4	0.0217	–0.0013	0.0022	–0.0046	0.0141	0.0017	0.004	0.0018
5	0.0055	0.0062	–0.0035	0.0131	0.0025	0.006	–0.0004	0.0146
6	0.0286	0.001	0.0204	–0.0009	0.0316	0.0017	0.011	0.0053
7	0.0088	–0.0095	–0.0038	0.0238	0.0067	–0.0082	–0.0047	0.0139
8	–0.0046	0.0077	0.0072	0.0169	0.0027	0.0047	0.0075	0.0145
9	0.0311	0.0051	–0.0027	0.0241	0.0197	0.0056	–0.0047	0.0179
10	0.0132	–0.0119	0.0109	0.0148	0.0072	–0.0093	0.0087	0.0117

的均值来表示快纵波在单个算例中的衰减, 不同非均匀程度随机孔隙算例中的逆品质因子分布如图 5, 其中图5(a)表示用振幅衰减法得到的逆品质因子值, 图5(b)是谱比法得到的结果, *表示每次随机试验的衰减估计值, ☆表示相同非均匀程度下 10 次随机试验衰减结果的均值. 为方便比较, σ=0 均匀孔隙介质的逆品质因子也表述在图上.

对比振幅衰减法和谱比法的快纵波品质因子结果, 发现: 两种方法的结果趋势一致, 从总体平均上说, 在相同非均匀程度的随机孔隙模型中, 用振幅衰减法得到的结果要比谱比法得到的结果稍大, 但两种方法结果相对差异不大. 两种不同的逆品质因子的估算结果都表明: 扰动越大, 衰减均值越大. 当σ=0.1 时快纵波逆品质因子均值处于 10^{-3} 量级水平; 当

表 3　σ=0.15

	振幅衰减法				谱比法			
	X 正向	*X* 负向	*Z* 正向	*Z* 负向	*X* 正向	*X* 负向	*Z* 正向	*Z* 负向
1	0.0101	0.0259	0.0359	0.0166	0.0109	0.0224	0.0315	0.0054
2	0.0331	0.0599	0.0576	0.0741	0.0242	0.0504	0.0487	0.0785
3	0.0419	0.0149	0.0005	0.0256	0.0404	0.0202	0.0079	0.0273
4	0.0255	0.0358	0.0311	0.045	0.0221	0.0268	0.0458	0.0335
5	0.0474	0.0129	–0.0064	0.0014	0.0436	0.0147	–0.0076	0.0104
6	0.0546	0.0443	–0.0191	0.0269	0.0609	0.0365	–0.0119	0.025
7	–0.0001	–0.0014	0.0109	0.0167	0.006	0.0013	0.0129	0.0089
8	0.0377	–0.0000	0.0358	0.0319	0.0272	0.0004	0.0381	0.023
9	0.037	0.0128	0.0049	0.0107	0.0186	0.0035	0.013	0.0069
10	–0.0012	0.0155	0.0496	0.0382	0.0073	0.0084	0.0417	0.024

表 4　σ=0.2

	振幅衰减法				谱比法			
	X 正向	*X* 负向	*Z* 正向	*Z* 负向	*X* 正向	*X* 负向	*Z* 正向	*Z* 负向
1	0.0637	0.0422	0.0296	0.0744	0.0584	0.0354	0.0295	0.0509
2	0.0066	0.0342	0.0287	0.0557	0.0057	0.0219	0.0328	0.0458
3	0.007	0.042	0.0157	0.0229	0.006	0.0255	0.0136	0.0152
4	0.0304	0.006	0.0293	0.009	0.0026	0.0352	0.0332	-0.0044
5	0.0592	0.0209	0.0285	0.0219	0.06	0.0221	0.0171	0.0128
6	0.0171	0.0031	0.0239	0.036	0.0222	0.0082	0.0208	0.033
7	0.0625	0.0254	0.0447	0.05	0.0592	0.0208	0.0349	0.0488
8	0.0353	0.019	0.0115	0.0093	0.0307	0.0109	0.0131	0.0142
9	0.0336	0.0143	0.0411	0.0125	0.0291	0.0133	0.0362	0.0152
10	0.0583	0.0005	-0.0004	0.0366	0.0599	0.0007	0.0003	0.0322

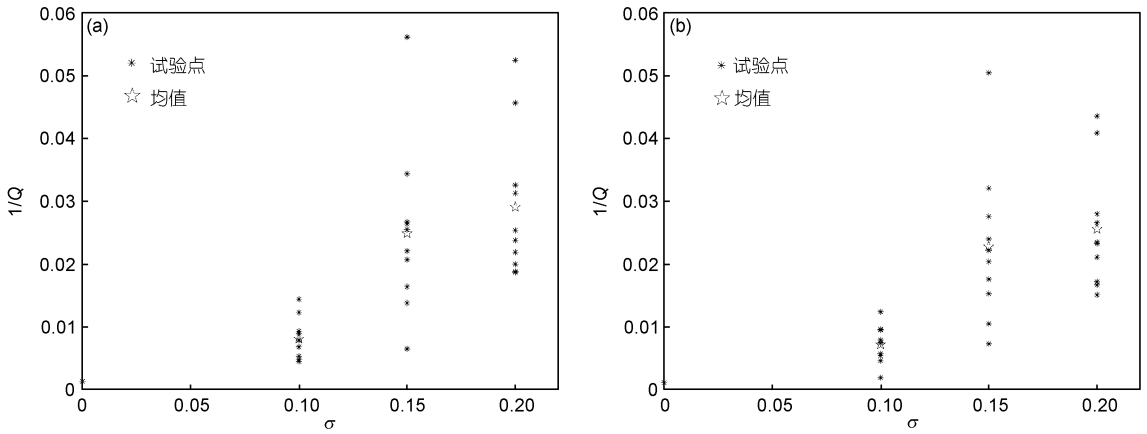

图 5　不同非均匀程度下随机孔隙模型逆品质因子

(a) 振幅衰减法; (b) 谱比法

σ=0.15 与σ=0.2 时, 快纵波的逆品质因子的均值处于 10^{-2} 量级的水平. 而均匀孔隙介质中快纵波的衰减逆品质因子采用振幅衰减法得到的估算值是 0.0013、采用谱比法得到的估算值是 0.0011. 这比在不同非均匀度下的随机孔隙介质中的衰减均值要低很多.

Pride 等人[18]曾经对 Quan 和 Harris[34]的地震波衰减测井数据以及 Sams 等人[35]VSP 剖面的衰减数据进行分析认为, 一般储层孔隙岩石中的纵波逆品质因子大约是 10^{-2}~10^{-1} 这样一个量级. 从上面的衰减分

析中可以看出, 用均匀饱和流体孔隙介质测得的结果要比实测小 1~2 个数量级. σ=0.1 随机孔隙介质中快纵波逆品质因子的平均值比这个经验范围略低, σ=0.15 和σ=0.2 随机孔隙介质中快纵波逆品质因子的平均值恰恰在这个经验范围内. 本文关于均匀孔隙介质模型和随机孔隙介质模型的数值模拟结果证实了孔隙介质的不均匀分布是导致中、低频段地震波强衰减现象的重要原因之一, 尤其对于强非均质性地层, 孔隙结构的非均匀分布(σ>0.1)是完全可能导致 10^{-2}~10^{-1} 这个量级的逆品质因子的.

3 结论

根据孔隙弹性理论和一般随机过程理论, 本文设计了具有非均匀孔隙结构分布的随机孔隙介质模型, 采用错格伪谱法数值模拟了地震波在随机孔隙介质中的传播. 通过设计不同非均匀度下的数值实验, 分别记录了波场中检波器的虚拟地震波记录, 采用时间域振幅衰减法和频率域谱比法定量估算了快纵波的衰减逆品质因子.

数值结果显示: 均匀饱和孔隙岩石中 Biot 流动引起的衰减比经验范围要低, 采用均匀饱和孔隙模型不能解释实际地震波在非均质地层中的强衰减现象, 而在随机分布的孔隙岩石中, 地震波面临的衰减要强得多, 且随机孔隙介质的不均匀程度越大, 地震波在其间传播所遭遇的衰减就越强. 孔隙结构的不均匀分布, 是中、低频段地震波在实际地层岩石中遭遇强衰减的一个重要原因.

参考文献

1 高静怀, 杨森林. 利用零偏移 VSP 资料估计介质品质因子方法研究. 地球物理学报, 2007, 50(4): 1198—1209
2 郝召兵, 秦静欣, 伍向阳. 地震波品质因子 Q 研究进展综述. 地球物理学进展, 2009, 24(2): 375—381
3 马昭军, 刘洋. 地震波衰减反演研究综述. 地球物理学进展. 2005, 20(4): 1074—1082
4 Aki K. Analysis of the seismic coda of local earthquakes as scattered waves. J Geophys Res, 1969, 74: 615—631
5 Wu R S. Attenuation of short period seismic waves due to scattering. Geophys Res Lett, 1982, 9: 9—12
6 Richards P G, Menke W. The apparent attenuation of a scattering medium.Bull Seismol Soc Am, 1983, 73: 1005—1022
7 Frankel A, Clayton R W. Finite-difference simulation of wave propagation through random media. Bull Seismol Soc Am,1984, 74: 2167—2186
8 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: 6465—6489
9 Wu R S, Aki K. Elastic wave scattering by a random medium and the small-scale inhomogeneities in the Lithosphere. J Geophys Res,1985, 90(10): 261—273
10 Wu R S, Aki K. Scattering characteristics of elastic waves by an elastic heterogeneity. Geophysics, 1985, 50(4): 582—595
11 奚先, 姚姚. 二维随机介质及其波动方程正演模拟. 石油地球物理勘探, 2001, 36(5): 546—552
12 姚姚, 奚先. 随机介质模型正演模拟及其地震波场分析. 石油物探, 2002, 41(1): 31—36
13 奚先, 姚姚. 随机介质模型的模拟与混合型随机介质. 地球科学－中国地质大学学报, 2002, 27(1): 67—71
14 吴如山, 安艺敬一. 地震波的散射和衰减(上). 北京: 地震出版社, 1993
15 Kuster G T, Toksöz M N.Velocity and attenuation of seismic waves in two-phase media: Part I. Theoretical formulations. Geophysics, 1974, 39(5): 587—606
16 Kuster G T, Toksöz M N. Velocity and attenuation of seismic waves in two-phase media: Part II. experimental results. Geophysics, 1974, 39(5): 607—618
17 Berryman J B. Seismic wave attenuation in fluid-saturated porous media. Pure Appl Geophys,1988, 128: 423—432
18 Pride S R, Berryman J G, Harris J M. Seismic attenuation due to wave-induced flow. J Geophys Res, 2004, 109: B01201
19 Biot M A. Theory of propagation of elastic waves in a fluid-saturated porous solid. I. Low-frequency range. J Acoust Soc Am, 1956, 28: 168—178
20 Biot M A. Theory of propagation of elastic waves in a fluid-saturated porous solid. II. Higher frequency range. J Acoust Soc Am, 1956, 28: 179—191
21 Mavko G M, Nur A. Wave attenuation in partially saturated rocks. Geophysics, 1979, 44: 161—178

22 Palmer I D, Traviolia M L. Attenuation by squirt flow in undersaturated gas sands. Geophysics, 1980, 45: 1780—1792
23 White J E. Computed seismic speeds and attenuation in rocks with partial gas saturation. Geophysics, 1975, 40: 224—232
24 White J E, Mikhaylova N G, Lyakhovitskiy F M. Low-frequency seismic waves in fluid-saturated layered rocks. Izv-Phys Solid Earth, 1975, 11: 645—659
25 Ba J, Nie J X, Cao H, et al. Mesoscopic fluid flow simulation in double-porosity rocks. Geophys Res Lett, 2008, 35: L04303
26 Geertma J. The effect of fluid pressure decline on volumetric changes of porous rocks. Petroleum Trans AIME, 1957, 210: 169—181
27 Berryman J G. Effective constants for wave propagation through partially saturated porous media. Appl Phys Lett, 1985, 71: 1458—1468
28 Ikelle L T, Yung S K, Daube F. 2-D random media with ellipsoidal autocorrelation function. Geophysics, 1993, 58: 1359—1372
29 Ozdenvar T, McMechan G A. Causes and reduction of numerical artifacts in pseudo-spectral wavefield extrapolation. Geophys J Int, 1996, 126: 819—828
30 Carcione J M, Helle H B. Numerical solution of the poroviscoelastic wave equation on a staggered mesh. J Compuat Phys, 1999, 154: 520—527
31 刘炯, 马坚伟, 杨慧珠, 等. 缝洞型储层错格伪谱法模拟. 石油地球物理勘探, 2008, 43(6): 723—727
32 Tonn R. The determination of the seismic quality factor Q from VSP data: A comparison of different computational methods. Geophys Prospect, 1991, 39: 1—27
33 Guo M Q, Fu L Y, Ba J. Comparison of stress-associated coda attenuation and intrinsic attenuation from ultrasonic measurements. Geophys J Int, 2009, 178: 447—456
34 Quan Y, Harris J M. Seismic attenuation tomography using the frequency shift method. Geophysics, 1997, 62: 895—905
35 Sams M S, Neep J P, Worthington M H, et al. The measurement of velocity dispersion and frequency-dependent intrinsic attenuation in sedimentary rocks. Geophysics, 1997, 62: 1456—1454