

doi:10.3799/dqkx.2014.162

# 天然地震数值模拟与实例对比

柳 浩, 刘江平

中国地质大学地球物理与空间信息学院, 湖北武汉 430074

**摘要:** 为了解决长时间正演模拟的不稳定性问题, 实现天然地震波场长时间数值模拟, 在高阶有限差分数值模拟的基础上, 给出了多轴向完全匹配吸收边界(M-PML)二维划分方式, 讨论了 M-PML 吸收边界转换系数  $P$  的取值对其吸收能力与截断误差对数值模拟有效信号的影响, 实现了二维弹性波高阶有限差分的长时间数值模拟, 采用 2013 年 12 月 16 日湖北省巴东县地震及余震信息, 对该地震数据进行了数值模拟, 并与武汉、秭归两台站数据进行了分析和讨论, 验证该正演模拟方法的正确性和有效性, 为天然地震波场传播规律、成像和震相识别及震源定位等研究提供了基础。

**关键词:** 多轴向完全匹配吸收边界; 高阶交错网格有限差分; 地震台站; 天然地震。

**中图分类号:** P315

**文章编号:** 1000-2383(2014)12-1783-10

**收稿日期:** 2014-04-05

## Comparison of Natural Seismic Numerical Simulation and Practical Example

Liu Hao, Liu Jiangping

*Institute of Geophysics & Geomatics, China University of Geosciences, Wuhan 430074, China*

**Abstract:** In order to resolve the long-time forward modeling instability and realize the long-time numerical simulation of natural seismic wave field, based on staggered-grid high-order difference method, the 2-D model partitioning way of M-PML is provided, the value of the M-PML absorbing boundary conversion coefficient  $P$  and its influence on the absorption capacity and the influence on effective signal made by truncation error are discussed, the 2D elastic wave long time numerical simulation using higher-order finite difference is realized. In addition, combining the data of the 5.5 magnitude earthquake which occurred in Hubei Badong on December 16, 2013 and its aftershock recorded by Wuhan and Zigui Seismograph Stations, the practical significance of the forward modeling method is verified. The results can provide a basis for the research of the propagation law, imaging, phase identification and hypocentral location of natural seismic wave field.

**Key words:** multiaxial perfectly matched layer; staggered-grid high-order difference method; seismograph station; earthquake.

天然地震作为强自然灾害之一, 针对其的预测方法研究与人们的生命及财产安全息息相关。我国的地震活动分布十分广泛, 除浙江、贵州两省外, 其他各省(直辖市、自治区)都有 6 级以上强震发生, 其中 18 个省(直辖市、自治区)均发生过 7 级以上大震。为此我国建立了大量的地震台站, 对地震活动进行实时监测。

实时监控是天然地震监测的特点之一, 决定了该方法必须进行长时间数据监测, 但目前的地震数值模拟方法都是短时间模拟, 长时间的模拟将出现严重的不稳定性问题。另外, 震相识别是地震反演、震源定位等研究的基础, 地震台站数据中存在各震

相的相干叠加及各种干扰信号, 地震震相识别难度大, 影响地震成像、震源定位精度, 而正演模拟有助于震相识别工作, 提高识别精度。因此, 必须解决地震波场长时间数值模拟不稳定问题。本文在弹性波二维高阶交错网格有限差分数值模拟方法的基础上, 运用多轴向完全匹配层吸收边界方法(M-PML), 解决长时间数值模拟的不稳定问题, 实现了二维弹性波高阶有限差分的长时间数值模拟, 为天然地震波场传播规律、成像和震相识别及震源定位等研究提供基础, 并以 2013 年 12 月 16 日湖北省恩施土家族苗族自治州巴东县发生 5.5 级地震为例, 进行实例模拟和分析讨论, 验证方法的正确性和有效性。

# 1 弹性波方程高阶交错网格有限差分数值模拟

地震波正演数值模拟一直是认识地震波在介质中的传播规律,以及验证各种技术方法正确性的重要途径与方法.波动方程数值模拟可以分为有限差分、有限元、频率-波数域和克希霍夫积分 4 大类方法,这些方法都各有其长处和不足.其中,有限差分方法利用差分方法近似替代波动方程的微分形式,该方法具有计算快、内存占用量小等优势,普遍用于地震波正演数值模拟研究中.由于天然地震监测是长时间的实时监测,因此必须采用高精度的差分格式和边界条件来进行数值模拟.

有限差分法用差分方程替代微分方程,将微分方程线性化以获得微分方程问题的数值解.为了确保数值解精度,本文采用精度较高的空间六阶差分精度、时间二阶差分精度方法,一阶应力-速度弹性波方程偶数阶精度的交错网格有限差分格式(裴正林,2005).

$$\begin{aligned}
 (V_x)_{i,j}^{k+1/2} &= (V_x)_{i,j}^{k-1/2} + \\
 \Delta t \left\{ \frac{1}{\Delta x} \sum_{n=1}^N C_n [(\tau_{xx})_{i+(2n-1)/2,j}^k - (\tau_{xx})_{i-(2n-1)/2,j}^k] + \right. \\
 \left. \frac{1}{\Delta z} \sum_{n=1}^N C_n [(\tau_{xz})_{i,j+(2n-1)/2}^k - (\tau_{xz})_{i,j-(2n-1)/2}^k] \right\}, \\
 (\tau_{xx})_{i+1/2,j}^{k+1} &= (\tau_{xx})_{i+1/2,j}^k + \\
 \Delta t \left\{ \frac{(\lambda + 2\mu)}{\Delta x} \sum_{n=1}^N C_n [(V_x)_{i+n,j}^{k+1/2} - (V_x)_{i-(n-1),j}^{k+1/2}] + \right. \\
 \left. \frac{\lambda_{i+1/2,j}}{\Delta z} \sum_{n=1}^N C_n [(V_z)_{i+1/2,j+(2n-1)/2}^{k+1/2} - (V_z)_{i+1/2,j-(2n-1)/2}^{k+1/2}] \right\},
 \end{aligned}$$

式中: $V_x$  表示速度 X 分量, $\tau_{xx}$  为应力, $\rho$  为介质密度, $\lambda, \mu$  为 Lamé 常数.其它参数同理可推导.

图 1 表示二维交错网格法空间示意图,表 1 表示的是交错网格一阶导数的偶数阶精度有限差分系数.

有限差分方法属于有条件稳定算法,本文采用

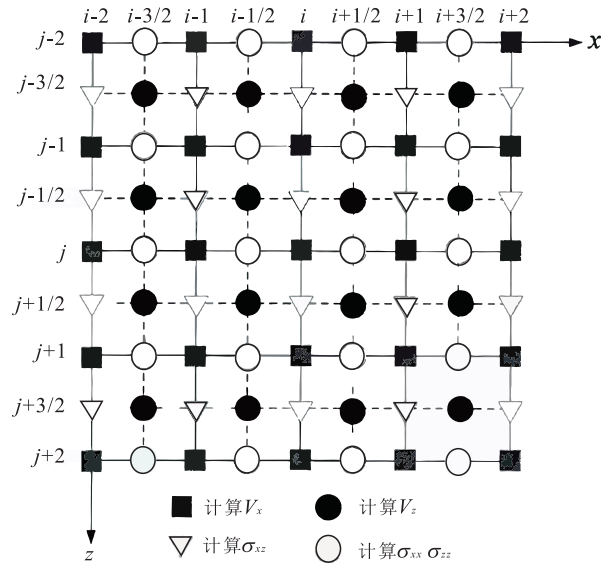


图 1 交错网格发空间示意

Fig.1 Schematic diagram of Staggered grid method

董国良等(2000)提出的交错网格高阶有限差分数值解法的稳定条件:

$$\Delta t v_p \sqrt{\frac{1}{\Delta x^2} + \frac{1}{\Delta z^2}} \leq 1 / \sum_{k=1}^N C_k^{(N)},$$

在进行数值模拟时,为了保证计算精度和压制频散,一般先根据速度和震源的主频确定空间网格的大小,然后根据稳定性条件所要求的网格比来决定时间步长大小.

## 2 边界条件

设定边界条件是地震数值模拟研究的重要环节.边界问题按其作用可以分为:(1)自由边界(一般在地表),其作用是模拟实际存在的地表自由界面.(2)为解决人为模拟区域的有界性和实际大地的无限大区域之间的矛盾,引入的消除数值模拟人为边界形成的严重反射干扰波的非反射边界,吸收边界或投射边界.

表 1 交错网格一阶导数的偶数阶精度有限差分系数

Table 1 The even order accuracy finite difference coefficient table of first derivative staggered grid

精度(阶数)	$C_1$	$C_2$	$C_3$	$C_4$	截断误差系数
2	1.0000000E+00				4.1666667E-02
4	1.1250000E+00	-4.1666667E-02			-4.6875000E-03
6	1.1718750E+00	-6.5104167E-02	4.6875000E-03		6.9754464E-04
8	1.1962891E+00	-7.9752604E-02	9.5703125E-03	-6.9754464E-04	-1.1867947E-04
⋮	⋮	⋮	⋮	⋮	⋮
∞	1.2732395E+00	-1.4147106E-01	5.0929581E-02	-2.5984480E-02	0

### 2.1 自由边界条件

本文采用 AEA 方法实现自由边界条件(Xu *et al.*, 2007),此方法是 Mittet(2002)提出的方法上改善而得的.在二维情况下其表达式为:

$$\begin{cases} \tau_{zz} = 0 \\ \rho_x = \rho_1/2. \\ \lambda = 0 \end{cases}$$

### 2.2 人工吸收边界条件

在地震波场的数值模拟中,不可避免的会遇到人工边界问题.也就是存在数值模拟区间是有限的,而实际工作中波是在无限区域中传播这一矛盾.波在截取的有限区域的边界处会产生很强的反射干扰.为了实现模拟再现真实无限区域的波场特征,就需要在所截取的有限模拟区域的外侧加入人工边界条件(ABC-The Artificial Boundary Conditions),有效地建立吸收层对人工边界处波的能量进行衰减,将很大程度地提高数值模拟的准确性和精度等.在众多的边界处理方法中,完全匹配层(PML)法是使用最多也是效果较好的方法之一.

**2.2.1 经典 PML 方法** 早期研究多数采用阻尼层或海绵层、一致性、旁轴近似和对微分算子或积分算子运算的方法等边界条件等,但在所有入射角度和频率情况下吸收效果并不十分理想,即对大角度入射和低频信号都存在较显著的边界反射波.另一方面,这些边界条件实现起来非常困难,或即使得以实现也会导致大量的数值运算(图 2).

Bérenger(1994)在研究电磁波模拟时,引入一种称为完全匹配层(Perfectly Matched Layer)的边界条件(PML).这种边界条件能满足任意的入射角度、任意频率的波,使其在边界的反射率都是零(数值离散前).

Collino and Tsogka(2001)推出了应用于各向同性介质的一阶应力-速度弹性波方程的完美匹配层法的吸收边界.PML 吸收层建立的一个重要因素就是吸收因子  $d(x)$  的确定, Collino and Tsogka (2001)提出了一种随有效区域截断边界与 PML 层内计算点之间的距离呈指数衰减的函数:

$$\begin{cases} d(x) = d_0 \left(\frac{x}{\delta}\right)^2 \\ d_0 = \log\left(\frac{1}{R}\right) \frac{3V_p}{2\delta} \end{cases}$$

在 2003 年又有专家提出了采用以下方程描述衰减函数:

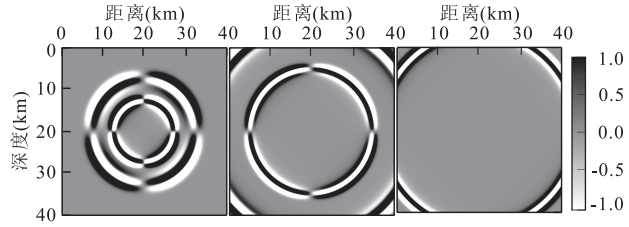


图 2 添加 PML 吸收边界层数值模拟波场快照

Fig.2 Numerical simulation snapshot with PML absorbing

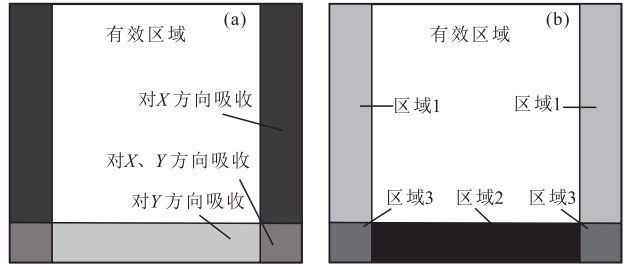


图 3 经典 PML/M-PML 二维示意图

Fig.3 Classical 2D PML/M-PML schematic diagram

a.经典 PML 二维示意图, b.M-PML 二维示意图

表 2 模型参数

Table 2 Model parameters

模型大小 (km)	$\Delta X = \Delta Z$ (m)	$B_x = B_z$ (网格点)	$\Delta T$ (s)	$F$ (Hz)	$V_p$ (m/s)	$V_s$ (m/s)	$\rho$ (g/cm <sup>3</sup> )
40×40	200	100	0.01	1	5 040	2 990	2.56

$$d(x) = \begin{cases} 0 & x < 0, \\ \log\left(\frac{1}{R}\right) \frac{(n+1) \sqrt{\frac{\mu R}{\rho}}}{2\delta} \left(\frac{x}{\delta}\right)^n & x \geq 0, \end{cases}$$

式中: $R$  是理论发射系数, $\delta$  是 PML 吸收层厚度.

PML 吸收层的二维形式如图 3a 所示,在左、右边界处只对  $X$  方向传播的波(垂直边界  $Y$  方向传播)进行吸收,在下部边界只对  $Y$  方向上传播的波(垂直边界  $X$  方向传播)进行吸收,在左下角、右下角处对  $X$ 、 $Y$  方向都进行吸收.

为了验证 PML 吸收边界的吸收能力,建立了均匀半空间模型进行数值模拟.模型及模拟参数如表 2,其中  $V_p$ 、 $V_s$  和  $\rho$  分别是介质纵波速度、横波波速和密度, $\Delta X$ 、 $\Delta Z$  和  $\Delta T$  分别是  $X$  方向、 $Z$  方向空间步长和时间步长, $B_x$  和  $B_z$  是 PML 吸收层厚度均值, $F$  是震源频率.震源位置设置在  $X$  和  $Z$  均为 20 km 处,本文震源子波采用高斯一阶函数子波.(后文参数表示意义同上).

模拟结果波场快照如图 2.由图可知,在弹性波

方程高阶交错网格有限差分数值模拟中添加 PML 吸收层后,在人工边界处由于截断界面产生的反射干扰波被吸收得非常理想。

**2.2.2 多轴向完美匹配层法 (M-PML)** 多轴向完美匹配层 (Multi-axial Perfectly Matched Layer) 是 Meza-Fajardo and Papageorgiou(2008) 提出的一种改进后的完美匹配层吸收边界条件,其基本思路是在正交方向建立多个阻尼系数,同时进行波的衰减。

经典 PML 方法,对波场进行衰减方式是在吸收介质中只衰减垂直于有效区域边界传播的波,在人工边界垂直于 X 轴情况下的吸收层中:

$$d_x = d_x(x), d_z = 0.$$

多轴向完美匹配层法推广和改进了经典 PML 方法,使得  $d_z$  对进入此吸收区间内的弹性波在 Z 方向也进行衰减:

$$d_x = d_x^{(x)}(x), d_z = d_z^{(z)}(z),$$

新加入的阻尼系数  $d_z^{(z)}(z)$  与  $d_x^{(x)}(x)$  成比例关系,即:

$$d_x = d_x^{(x)}(x), d_z = p^{(z/x)} d_x^{(x)}(x),$$

同理可以得到在经典 PML 方法中,原来只对 Z 方向上传播的波进行吸收的吸收层内,添加对 X 方向上传播的波的衰减,即:

$$d_z = d_z^{(z)}(z), d_x = p^{(x/z)} d_z^{(z)}(z),$$

式中:  $p$  为转换系数取值 0.1 (Meza-Fajardo and Papageorgiou, 2008). 二维 M-PML 模型建立方式如图 3b.

将衰减区域划分成 3 种区域:

区域 1:  $d_x = d_x^{(x)}(x), d_z = p^{(z/x)} d_x^{(x)}(x)$

区域 2:  $d_z = d_z^{(z)}(z), d_x = p^{(x/z)} d_z^{(z)}(z)$

区域 3:  $d_x = d_x^{(x)}(x), d_z = d_z^{(z)}(z)$ , 其中  $p^{(**)} = 0.1$ .

### 3 长时间数值模拟

由于天然地震数据的实际采集都是利用地震台站进行定点、长时间的观测采集,所以在数值模拟时需要进行长时间模拟.在数值模拟中随着模拟时间的增加,必然会出现在短时间内模拟所不会遇到的问题.即是使用经典的 PML 吸收层边界条件也不例外,在横向同性水平层状介质的长时间模拟中,在吸收区域内累计的干扰随模拟时间增长而不断增强,最终在有效区域内形成极强的干扰能量.M-PML 吸收层边界条件就可以弥补这个缺陷,并实现长时间数值模拟。

表 3 模型参数

Table 3 Model parameters

模型大小 (km)	$\Delta X = \Delta Z$ (m)	$B_x = B_z$ (网格点)	$\Delta T$ (s)	F (Hz)	$H_1$ (km)
40×30	200	100	0.01	1	15
$V_{p1}$ (m/s)	$V_{s1}$ (m/s)	$\rho_1$ (g/cm <sup>3</sup> )	$V_{p2}$ (m/s)	$V_{s2}$ (m/s)	$\rho_2$ (g/cm <sup>3</sup> )
5 040	2 990	2.5	5 400	3 000	2.56

### 3.1 PML 和 M-PML 吸收边界长时间数值模拟

为了说明 PML 和 M-PML 吸收边界长时间数值模拟的有效性,对设计的两层介质模型(如表 3),进行长时间数值模拟计算和对比分析( $H_1$  是界面位置)。

在 PML 吸收边界条件下进行正演模拟运算,其结果如图 4 中上图.由图可见,在水平层状模型中,PML 吸收层方法在短时间内可以稳定地进行数值模拟.但随着模拟时间的不断增加,其内部开始不

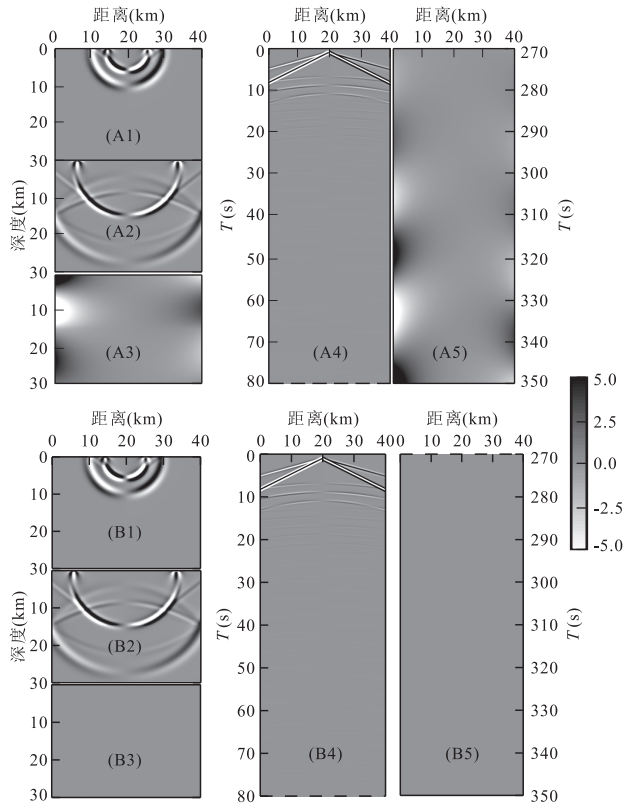


图 4 2 层水平介质 PML/M-PML 吸收边界数值模拟  
Fig.4 Map of two layer horizontal medium numerical simulation with PML/M-PML absorbing boundary  
A 图 PML 吸收边界方法:(A1)至(A3)分别是  $t=3.0\text{ s}, 6.0\text{ s}, 350\text{ s}$  时刻  $V_x$  快照,(A4)和(A5)分别为 0 至 80 s、270 s 至 350 s 时间  $V_x$  剖面记录;B 图 M-PML 吸收边界方法:(B1)至(B3)分别是  $t=3.0\text{ s}, 6.0\text{ s}, 350\text{ s}$  时刻  $V_x$  快照,(B4)和(B5)分别为 0 至 80 s、270 s 至 350 s 时间  $V_x$  剖面记录

稳定,在吸收层内出现异常干扰,异常不断的累加,最终影响有效区域,形成能量很强的规律干扰信号.因此经典的 PML 吸收层法边界条件不能满足长时间模拟的要求,必须对其进行改进.

相同的模型中运用 M-PML 吸收边界进行数值模拟得到结果如图 4 下图.由图可知,在加入 M-PML 吸收层后长时间的数值模拟能稳定的进行.解决了经典 PML 吸收边界条件长时间模拟中的不稳定问题.

### 3.2 转换系数 $P$ 值讨论

M-PML 吸收层的建立,关键问题在于转换系数  $P$  的确定,取不同的  $P$  值将会直接影响 M-PML 吸收层的衰减效果.为了说明转换系数  $P$  的影响,建立了均匀半空间模型进行数值模拟,模型参数如表 4.对  $P$  取值分别为 0.8、0.5、0.3 和 0.1 情况下进行了数值模拟,结果如图 5 所示.由图 5 可知,转换系数  $P$  越小其效果越好,但若  $P$  值较小的,则吸收区域内对转换阻尼因子方向能量的吸收能力较弱,需要更厚的吸收层才能获得理想的效果,这就大大的增加了计算量,效率大打折扣.所以在进行模拟前,应该分析所需要能量吸收能力、需求精度,效率和计算机计算能力,综合评估选取适当的转换系数  $P$  和吸收层厚度.使数值模拟达到最优化配置.

### 3.3 长时间模拟及截断误差分析

由于实际观测都是以地震台站的形式建立的,且观测时间都是以天计算.有限差分方法在长时间的模拟中必然会出现截断误差,但是到底这个截断误差有多大影响呢?接下来将要进行的是长时间和多震源的数值模拟来对截断误差进行分析.

模型大小为  $5\ 000\text{ m} \times 5\ 000\text{ m}$ ,模型参数如表 5 所示,地表处为自由边界,总模拟时间  $T=18\ 000\text{ s}$ ,时间步长  $\Delta T=0.005\text{ s}$ ,震源频率  $F=1\text{ Hz}$ .共设计 8 个震源,震源位置和激发时间如表 6.模拟实验结果如图 6 所示,可见本文方法可实现长达 5 h 的数值模拟,其效果可满足对实际工作的数值模拟.

但由于有限差分自身原理上的缺陷,截断误差是不可避免的.为了说明截断误差的影响,分别截取震源位置相同的第一炮和最后一炮激发后 10 s 时间长度内的时间剖面,如图 7 时间剖面图所示.图中可以看到相隔接近 5 h 的两炮(震源位置相同)时间剖面基本一致,极难观测到截断误差带来的影响.进一步提取第一炮和最后一炮在  $X=4\ 000\text{ m}$  处地表接收的单道地震数据,并求其误差变化,如图 7 中的单道曲线图.可以看出,第一炮在  $X=4\ 000\text{ m}$  处的

表 4 模型参数

Table 4 Model parameters

模型大小 (km)	$\Delta X=\Delta Z$ (m)	$B_x=B_z$ (网格点)	$\Delta T$ (s)	$F$ (Hz)	$V_p$ (m/s)	$V_s$ (m/s)	$\rho$ (g/cm <sup>3</sup> )
300×300	1.0	100	0.000 1	35	1 000	550	2.0

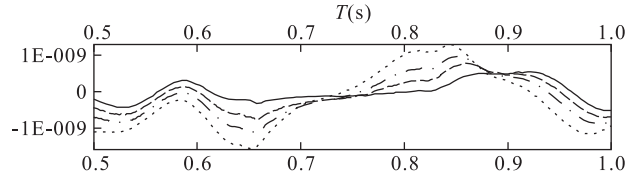


图 5 M-PML 吸收层不同转换吸收比较

Fig.5 Comparison chart of M-PML absorbing boundary with different conversion coefficients

1.  $P=0.8, X=280\text{ m}$  单道  $V_p$  记录; 2.  $P=0.5, X=280\text{ m}$  单道  $V_p$  记录; 3.  $P=0.3, X=280\text{ m}$  单道  $V_p$  记录; 4.  $P=0.1, X=280\text{ m}$  单道  $V_p$  记录

表 5 模型参数

Table 5 Model parameters

层号	$V_p$ (m/s)	$V_s$ (m/s)	$\rho$ (g/cm <sup>3</sup> )	$H$ (m)	$\Delta X=\Delta Z$ (m)	$B_x=B_z$ (网格点)
1	2 200	1 000	2.0	800	50	50
2	2 900	1 500	2.3	1 500	50	50
3	3 900	2 000	2.9	2 700	50	50

表 6 震源参数

Table 6 Source parameters

震源	水平坐标(m)	深度坐标(m)	激发时间(s)
1	2 500	0	0
2	3 000	1 000	10
3	500	0	20
4	3 500	1 000	20
5	3 000	1 000	600
6	3 500	0	1 000
7	2 000	0	1 400
8	2 500	0	17 990

单道数据曲线(红色)与最后一炮在  $X=4\ 000\text{ m}$  处的单道数据曲线(蓝色)的差值曲线(黑色),相隔 5 h 后截断误差引起的差值非常小,在进行有效数据分析时基本可以忽略.

从上面的模拟实验可见 5 h 模拟所得截断误差数量级远小于有效数据,还可以用加大有限差分阶数的方法来达到消减截断误差的目的.因此,将高阶有限差分与 M-PML 吸收层相结合的方法,解决了常规方法长时间数值模拟中的不稳定性问题,有效实现了二维弹性波高阶有限差分的长时间天然地震数值模拟.

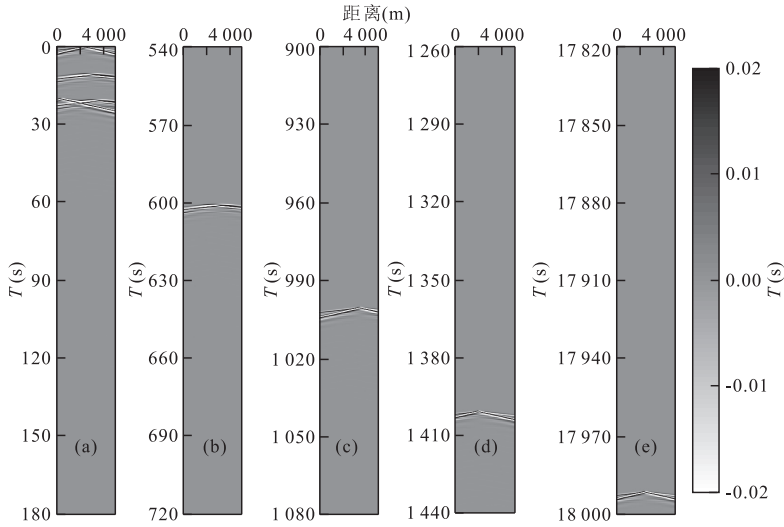


图 6 5 小时模拟  $V_x$  剖面

Fig.6  $V_x$  profile of five-hour simulation

a.0~3 min 内的  $V_x$  时间剖面图; b.9~12 min 内的  $V_x$  时间剖面图; c.15~18 min 内的  $V_x$  时间剖面图; d.21~24 min 内的  $V_x$  时间剖面图; e.最后 3 min 的  $V_x$  时间剖面图

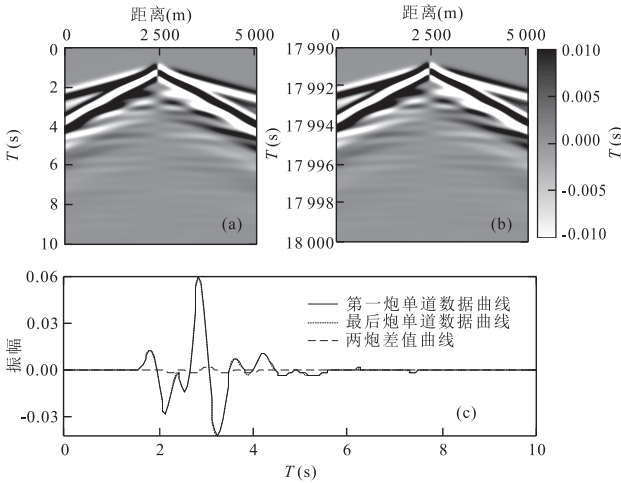


图 7 第一炮、最后一炮时间剖面图及单道数据曲线

Fig.7 Time cross section of the first and the last shot, single channel data graph

a.第一炮的时间剖面图; b.第二炮的时间剖面图; c.单道数据曲线图

### 4 实例数值模拟与地震台站数据对比分析

为了进一步说明上述二维弹性波高阶有限差分的长时间天然地震数值模拟的正确性和有效性,对 2013 年 12 月 16 日湖北省恩施土家族苗族自治州巴东县发生 5.5 级地震进行了模拟和对比分析。

据中国地震信息可知,巴东主震(5.5 级)后又发生了 72 次余震,其中震级 2.0 至 3.0 级的余震共

10 次(截止于 2013 年 12 月 16 日 22 点 42 分 08 秒),本文对这 11 次地震进行了模拟和对比分析,相关地震参数如表 7 所示。

利用湖北省宜昌市秭归县和武汉市的地震台站数据,秭归台站位于  $110.96^{\circ}\text{E}, 30.8^{\circ}\text{N}$ ,武汉台站位于  $113.88^{\circ}\text{E}, 29.97^{\circ}\text{N}$ 。首先对台站原始数据进行高通滤波处理,滤掉低频信号,得到台站数据如图 8。台站地震仪以格林威治标准时间计时(与北京时间相差 8 h),所以地震台站记录时间 18 000 s 时刻对应北京时间 13 : 00 : 00,(即地震发生时间北京时间 13 : 04 : 52 为记录数据中的 18 292 s),本文截取地震发生当天 18 000 s 至 54 000 s 的地震台站数据(即北京时间 13 : 00 : 00 至 23 : 00 : 00),以及实例数值模拟对应时间的数据进行对比分析。因为余震能量弱,在对比中对能量进行放大比较。

在图 8 中,能发现秭归台站距离震源中心位置较近,可以清晰地找到主震及部分余震事件所对应的信号,其中还掺杂着同一时刻其他地区的地震信息(例如湖北兴山台发生 2.4 级地震)。由图 8c、图 8d 看出武汉台站距离震源中心较远,因此在台站数据中只能找到主震和第一次余震事件所对应的信号,随后的余震信号难以寻找,故在随后的分析中武汉台站值分析 18 000~20 000 s 之内的数据。

为了准确进行数值模拟,需要确定震源子波主频。提取主震时刻,即 18 250~18 700 s 时刻,秭归台站和武汉台站的 Z 分量数据,如图 9。对主震数据进

表 7 巴东地震信息

Table 7 Badong earthquake information

地震编号	发震时间 (年-月-日 T 时:分:秒)	经纬度	深度(km)	震级(M)
主震	2013-12-16 T 13:04:52	31.1°N,110.5°E	10	5.5
余震 1	2013-12-16 T 13:14:06	31.1°N,110.4°E	8	3.0
余震 2	2013-12-16 T 13:29:15	31.1°N,110.3°E	6	2.3
余震 3	2013-12-16 T 13:30:55	31.1°N,110.4°E	8	2.0
余震 4	2013-12-16 T 14:36:24	31.1°N,110.4°E	5	2.4
余震 5	2013-12-16 T 16:16:59	31.1°N,110.4°E	7	2.9
余震 6	2013-12-16 T 19:18:33	31.1°N,110.4°E	6	2.1
余震 7	2013-12-16 T 20:33:48	31.1°N,110.4°E	8	2.0
余震 8	2013-12-16 T 21:41:06	31.1°N,110.4°E	6	2.1
余震 9	2013-12-16 T 21:46:24	31.2°N,111.4°E	5	2.0
余震 10	2013-12-16 T 22:42:08	31.0°N,110.3°E	6	2.1

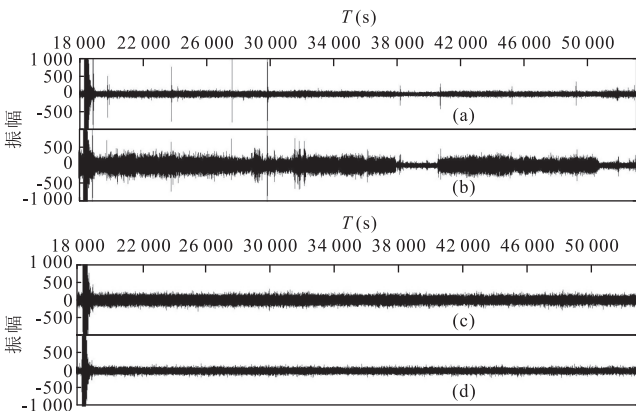


图 8 巴东地震秭归、武汉地震台站记录

Fig.8 Zigui and Wuhan seismograph station records of Badong earthquake

a.秭归地震台站 Z 分量数据;b.秭归地震台站 E 分量数据;c.武汉地震台站 Z 分量数据;d.武汉地震台站 E 分量数据

行频谱分析得到频谱图 9.从图中可以看出秭归台站数据主频为 1.35 Hz,武汉台站为 1.25 Hz,武汉台站数据主频低于秭归台站数据主频,这符合地震波传播的基本规律.因此在随后的数值模拟中,本文将模拟子波主频分别设为 1.35 Hz 和 1.25 Hz.

根据华中巴东地区地质、地层结构信息(赵旭等,2007),建立地质模型,其参数如表 8.

根据模型和数值模拟要求,本次模拟参数采用模型大小为 400 km×100 km,空间步长 ΔX 和 ΔZ 均为 200 m,吸收层网格点数  $B_x$  和  $B_z$  均为 100,地表处为自由边界,总模拟时间 T 为 35 000s 约 (9.7 h),时间步长 ΔT 为 0.01 s,采集时间间隔为 0.10 s,震源子波采用雷克子波,秭归台站和武汉台站子波频率分别采用 1.35 Hz 和 1.25 Hz,地震震源能量采用统一震级设定,换算关系式为  $\text{Log}E = 11.8 +$

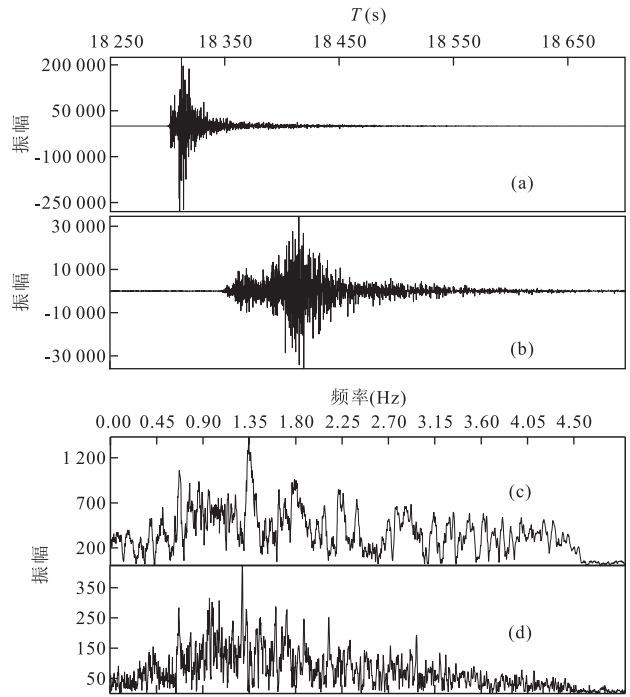


图 9 巴东地震主震数据、频谱图

Fig.9 Extract of Badong earthquake principal earthquake data and frequency spectrum

a.秭归台站主震数据;b.武汉台站主震数据;c.秭归台站数据频谱;d.武汉台站数据频谱

1.5M,其中 E 表示震源能量,M 表示地震震级,能量的单位是焦耳.即地震震级增强 0.1 级,能量约增强 1.4 倍.

采用上述模型和参数,利用 M-PML 吸收边界的高阶有限差分方法进行数值模拟,得到台站位置单道数据,并与实际监测数据进行分析如图 10、图 11 所示.由图 10、图 11 可知,数值模拟数据与地震台站数据对应准确,模拟数据中主震及余震信号能被准确识别,地震台站数据则干扰能量强,且夹杂了

表 8 地层信息

Table 8 Stratigraphic information

深度(km)	$V_p$ (m/s)	$V_s$ (m/s)
0.0~4.0	5 040	2 990
4.0~6.0	5 400	3 000
6.0~10.0	5 760	3 320
10.0~16.0	5 880	3 350
16.0~20.0	6 160	3 510
20.0~25.0	6 540	3 700
25.0~35.0	6 830	3 900
35.0~50.0	7 470	4 270
50.0~80.0	8 100	4 600
80.0 以下	7 600	4 300

其他地区同一时刻发生的地震信号,使之余震信号和震相难以识别.如图 10 秭归台站数据中震源离地震台站远且地震能量弱的第 3 次余震难以被准确识别,第九次余震无法识别;由图 11 可知,武汉台站数据中除主震和第 1 次余震可识别,随后余震均无法识别.且能量弱的余震信号被干扰信号掩盖,只能找到能量较强的面波信号,初至纵波、横波以及地层界面发射波无法识别.模拟数据中无干扰信号所有余震信号地震震相都能准确识别.由此可见数值模拟对地震信号的确认、拾取以及地震震相识别提供了基础.

图 12 中可以看到模拟数据与台站监测数据的初始时间一致,且形态基本相同.实际数据复杂,其中包含了干扰信号,其中图 12 中(A1)(A2)秭归台站离震源近,地震信号能量强,我们能识别出其中的纵波、横波及随后的面波信号,但地层界面发射波、转换波等地震波信号就无法识别.图 12 中(A3)(A4)武汉台站离震源远,震源信号能量弱,很难识别出不同波的能量信号.可见台站数据干扰信号严重影响地震震相识别、反演和震源定位研究.

模拟数据能准确地分辨出纵波、横波、面波以及随后地层反射波、转换波信号为地震震相识别、反演和震源定位研究提供基础.

分别提取 18 200~20 000 s 和 23 500~30 000 s 的秭归台站及数值模拟的 Z 分量数据.如图 13,在将信号能量放大后,模拟数据中可以清晰地找到主震及其随后的五次余震信号.台站监测数据在经过高通滤波,并进一步放大能量后才能找到主震及随后的余震信号,其中第 3 次余震信号仍不明显.23 500~30 000 s 数据中能找到 4、5 次余震的信号,间于 4、5 次余震之间的地震信号,应为湖北兴山台地区在同一时间发生的 2.4 级地震信号.

台站数据干扰信号的存在不但会严重影响地震震相识别、成像和震源定位研究,而且会使地震信号

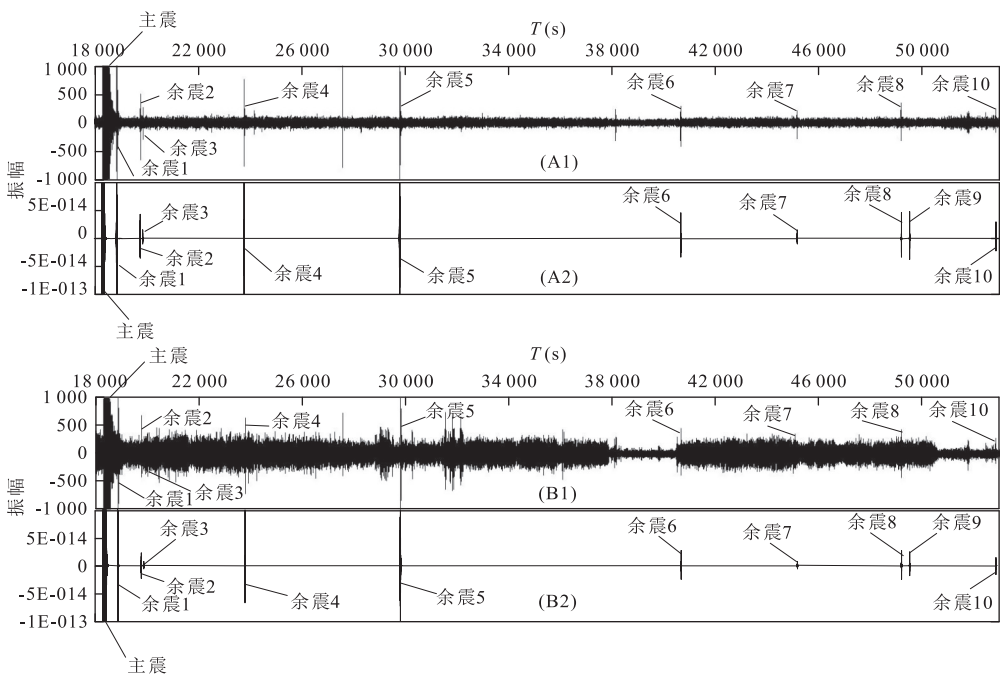


图 10 巴东地震秭归、武汉台站与数值模拟单道记录

Fig.10 Station and numerical modeling Single channel record of Badong earthquake from Zigui seismograph station

(A1)秭归台站监测数 Z 分量据;(A2)模拟秭归台站位置 Z 分量数据单道;(B1)秭归台站监测数 E 分量据;(B2)模拟秭归台站位置 X 分量数据单道



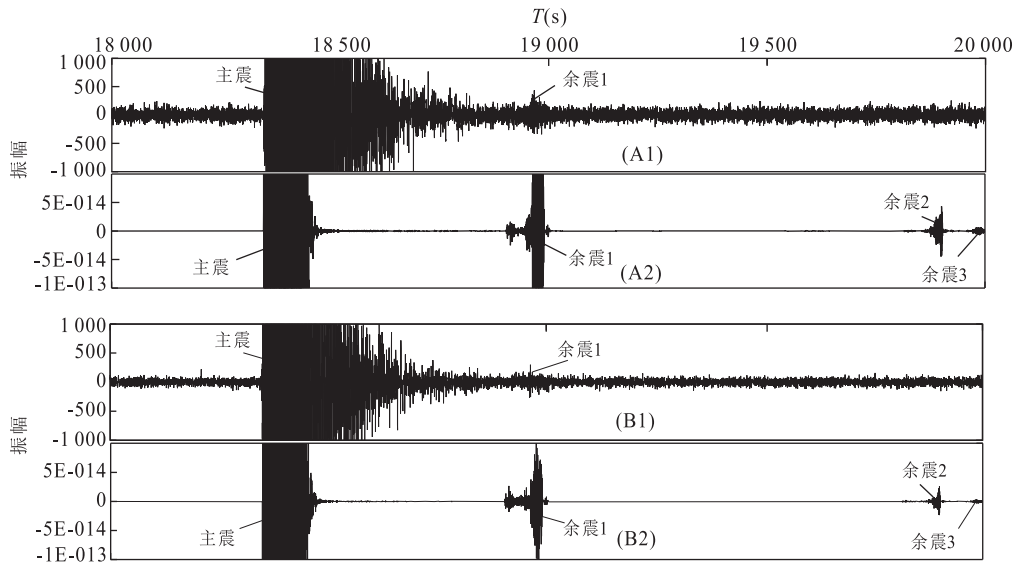


图 11 巴东地震秭归、武汉台站与数值模拟单道记录

Fig.11 Station and numerical modeling single channel record of Badong earthquake from Wuhan seismograph station (A1)武汉台站监测数 Z 分量据;(A2)模拟武汉台站位置 Z 分量数据单道;(B1)武汉台站监测数 E 分量据;(B2)模拟武汉台站位置 X 分量数据单道

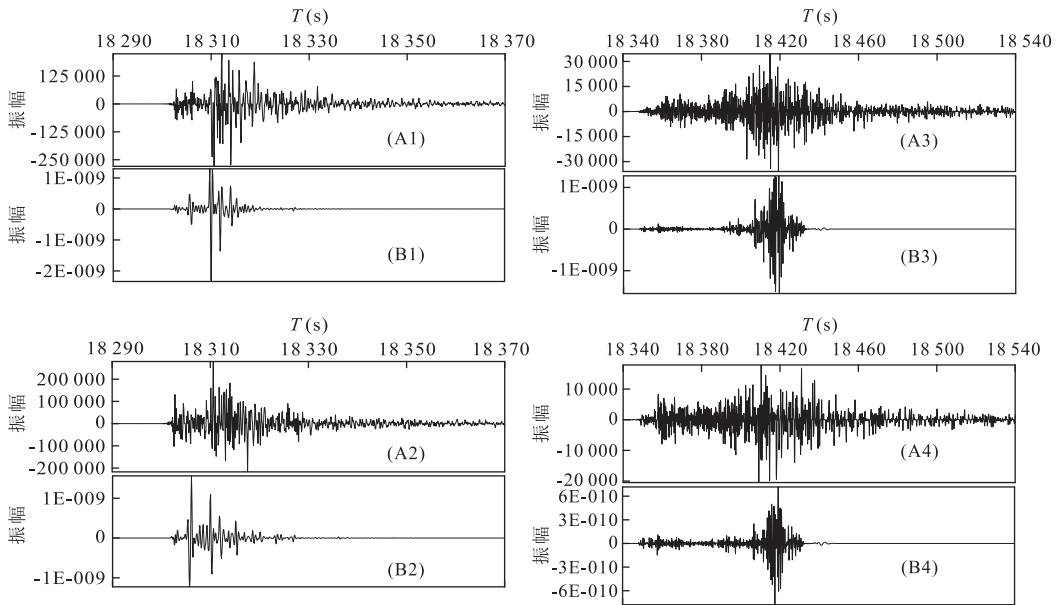


图 12 秭归/武汉台站巴东地震主震数据对比

Fig.12 Comparison chart of principal earthquake data from Zigui/Wuhan seismograph station

(A1)(A2)为秭归地震台站 Z、E 分量数据;(A3)(A4)为武汉地震台站 Z、E 分量数据;(B1)(B2)为秭归数值模拟 Z、X 分量数据;(B3)(B4)为武汉数值模拟 Z、X 分量数据

拾取出现误判、漏判等问题,将台站数据与模拟数据对比分析后则能准确地识别有效地震信号,有助于地震震相识别、成像及震源定位。

实例数值模拟与巴东县地震及余震台站数据进行对比分析和讨论,验证了正演模拟方法的正确性和有效性,为天然地震波场传播规律、成像和震相识

别及震源定位等研究提供了基础。

### 5 结论

本文以高阶交错网格法有限差分为基础,建立多轴向完全匹配吸收边界(M-PML),实现了长时间

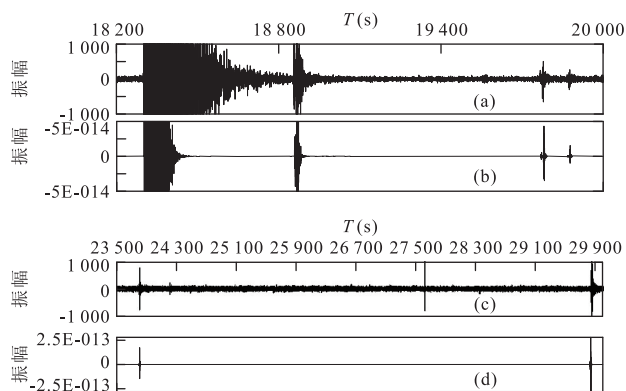


图 13 秭归台站 18 200~20 000 s/23 500~30 000 s 数据及模拟数据对比

Fig.13 Comparison of 18 200—20 000 s/23 500—30 000 s data from Zigui seismograph station and numerical modeling data

a.18 200~20 000 s 台站监测数据; b.18 200~20 000 s 数值模拟数据; c.23 500~30 000 s 台站监测数据; d.23 500~30 000 s 数值模拟数据

的天然地震事件正演模拟.并将长时间实例数值模拟与巴东地震及余震的台站数据进行对比分析,验证了正演模拟方法的有效性.得到的具体结论如下:

(1)采用多轴向完全匹配吸收边界(M-PML)可有效消除边界影响,为数值模拟提供了一种稳定的满足长时间模拟的边界条件.

(2)采用 M-PML 吸收边界条件的高阶交错网格有限差分方法可有效实现地震长时间的波场数值模拟,为天然地震长时间波场数值模拟提供了理论依据.

(3)天然地震数值模拟的实现为天然地震波场传播规律、成像和震相识别及震源定位等研究提供了基础.

## References

- Berenger, J. P., 1994. A Perfectly Match Layer for the Absorption of Electromagnetic Waves. *Journal of Computational Physics*, 114 (2): 185—200. doi: 10.1006/jcph.1994.1159.
- Collino, F., Tsogka, C., 2001. Application of the Perfectly Matched Absorbing Layer Model to the Linear Elastodynamic Problem in Anisotropic Heterogeneous Media. *Geophysics*, 66(1): 294—307. doi: 10.1190/1.1444908
- Dong, L. G., Ma, Z. T., Cao, J. Z., 2000. A Study on Stability of the Staggered-Grid High-Order Difference Method of First-Order Elastic Wave Equation. *Chinese Journal of Geophys.*, 43(6): 856—864 (in Chinese with English ab-

stract).

- Meza-Fajardo, K. C., Papageorgiou, A. S., 2008. A Nonconvolutional, Aplit-Field, Perfectly Matched Layer for Wave Propagation in Isotropic and Anisotropic Elastic Media; Stability Analysis. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 98 (4): 1811—1836. doi: 10.1785/0120070223
- Mittet, R., 2002. Free-Surface Boundary Conditions for Elastic Staggered-Grid Modeling Schemes. *Geophysics*, 67 (5): 1616—1623. doi: 10.1190/1.1512752
- Pei, Z. L., 2005. Numerical Simulation of Elastic Wave Equation in 3-D Isotropic Media with Staggered-Grid High-Order Difference Method. *GPP*, 44 (4): 308—315 (in Chinese).
- Xu, Y. X., Xia, J. H., Miller, R. D., 2007. Numerical Investigation of Implementation of Air-Earth Boundary by Acoustic-Elastic Boundary Approach. *Geophysics*, 72(5): SM147—SM153. doi: 10.1190/1.2753831
- Zhao, X., Li, Q., Cai, J. A., 2007. On Minimum 1-D Velocity Model Applied in Three Gorges Reservoir Area. *Journal of Geodesy and Geodynamics*, 27 (Spec.): 1—7 (in Chinese with English abstract).

## 附中文参考文献

- 董良国, 马在田, 曹景忠, 2000. 一阶弹性波方程交错网格高阶差分分解法稳定性研究. *地球物理学报*, 43 (6): 856—864.
- 裴正林, 2005. 三维各向同性介质弹性波方程交错网格高阶有限差分法模拟. *石油物探*, 44(4): 308—315.
- 赵旭, 李强, 蔡晋安, 2007. 三峡库首区最小一维速度模型研究. *大地测量与地球动力学*, 27(专刊): 1—7.