

陈飞, 林一骅, 项杰. 2010. 基于缓变地形的远程海啸传播模拟的改进 [J]. 气候与环境研究, 15 (3): 237-245. Chen Fei, Lin Yihua, Xiang Jie. 2010. Improvement of far distant tsunami propagation based on slowly changing topography [J]. Climatic and Environmental Research (in Chinese), 15 (3): 237-245.

基于缓变地形的远程海啸传播模拟的改进

陈飞¹ 林一骅² 项杰³

1 61741 部队, 北京 100095

2 中国科学院大气物理研究所大气科学和地球流体力学数值模拟国家重点实验室, 北京 100029

3 解放军理工大学气象学院, 南京 211101

摘要 在 Sung (2002) 所提出方案的基础上, 考虑了非线性的作用, 使得浅水差分方程组的数值解可以近似代替精度较高但却难以计算的 Boussinesq 方程的理论解, 通过实验将新方案与 Sung (2002) 所提方案进行了比较, 表明新方案适用于地形变化的情况。

关键词 Boussinesq 方程组 浅水方程组

文章编号 1006-9585 (2010) 03-0237-09 **中图分类号** P47 **文献标识码** A

Improvement of Far Distant Tsunami Propagation Based on Slowly Changing Topography

CHEN Fei¹, LIN Yihua², and XIANG Jie³

1 61741 Army, Beijing 100095

2 State Key Laboratory of Numerical Modeling for Atmospheric Sciences and Geophysical Fluid Dynamics, Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029

3 Institute of Meteorology, PLA University of Science and Technology, Nanjing 211101

Abstract Based on the method proposed by Sung (2002), the effect of nonlinearity is considered. With this method, the Boussinesq equations which have high precision but are difficult to calculate can be replaced by the shallow water equations. The authors compared the new method with the method proposed by Sung (2002). It is showed that the new method is suitable for the changing topography.

Key words Boussinesq equations, shallow water equations

1 引言

每年地球上都会发生一些极端性的灾害 (陈洪滨和刁丽军, 2004, 2005; 陈洪滨等, 2006; 陈洪滨和范学花, 2007)。在大洋沿岸地区, 海啸灾难经常发生。这些大规模的海啸的发生给大洋

沿岸人民的生命安全和财产造成了重大损失。印度洋海啸中仅印度尼西亚死亡人数就达到了 23 万, 斯里兰卡死亡人数也达到 3 万多。

一般来说, 海啸是由海底地震、火山爆发、海底塌陷滑坡等大地活动所产生的具有超长波长和周期的大洋行波 (温燕玲和朱元清, 2007)。海啸在大洋中传播时, 能量衰减很小, 其波长可达

收稿日期 2009-01-10 收到, 2010-03-10 收到修定稿

作者简介 陈飞, 男, 1984 年出生, 硕士, 主要从事海洋数值模拟方面的研究。E-mail: placgp001@163.com

数十或数百千米, 周期为 2~200 min, 速度约 500~1000 km·h⁻¹, 但是其波高却不超 1 m, 因此一般难以察觉到反常现象。当海啸行进至岸边时, 往往由于水深急剧变浅, 波高陡增, 在海湾及港口内引起海水的巨大波动或振荡。人们将海啸分成发生、传播和爬坡三个阶段(姚远等, 2007)。当海啸距离所要预测的区域较远时, 海啸的越洋传播过程对于海啸爬坡高度的预测起了极其关键的作用。本文的目的就是发展一种合理、精确而又实用的远距离传播的海啸传播模型, 来提高海啸预警的准确性。

以往的研究(Tinti and Tonini, 2005; Duhee et al., 2008)主要是近距离的海啸传播, 后来发展到远距离的海啸传播。Imamura et al. (1988)提出了使用浅水差分方程组进行模拟时时间步长和空间格距需要满足的条件, 在该条件的基础上, Liu et al. (1994)给出了固定水深的浅水差分模型, Sung (2002)提出了满足缓变水深的浅水模型。本文在 Sung (2002)研究结果的基础上, 进一步考虑非线性的作用, 对远洋海啸的传播模拟进行改进。

2 模式设计

2.1 控制方程

海啸波的波长介于波浪和潮汐波的波长之间, 比由风场引起的海浪的波长, 比潮汐引起的波长短。要精确地模拟海啸的传播过程, 就要考虑到海啸的频散作用。对于越洋传播的海啸来说, 由于海洋自由表面的扰动相对于水深来说要小得多, 因此使用经典的 Boussinesq 方程就可以准确地模拟海啸的传播过程(Cho, 1995)。经典的 Boussinesq 方程就是经常使用的线性 Boussinesq 方程组, 它的具体形式为

$$\begin{cases} \frac{\partial \eta}{\partial t} + \frac{\partial P}{\partial x} + \frac{\partial Q}{\partial y} = 0, \\ \frac{\partial P}{\partial t} + gh \frac{\partial \eta}{\partial x} = \frac{h^2}{2} \frac{\partial}{\partial x} \left[\frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{\partial P}{\partial t} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(\frac{\partial Q}{\partial t} \right) \right] - \\ \frac{h^2}{6} \frac{\partial}{\partial x} \left[\frac{\partial^2}{\partial t \partial x} \left(\frac{P}{h} \right) + \frac{\partial^2}{\partial t \partial y} \left(\frac{Q}{h} \right) \right], \\ \frac{\partial Q}{\partial t} + gh \frac{\partial \eta}{\partial y} = \frac{h^2}{2} \frac{\partial}{\partial y} \left[\frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{\partial P}{\partial t} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(\frac{\partial Q}{\partial t} \right) \right] - \\ \frac{h^2}{6} \frac{\partial}{\partial y} \left[\frac{\partial^2}{\partial t \partial x} \left(\frac{P}{h} \right) + \frac{\partial^2}{\partial t \partial y} \left(\frac{Q}{h} \right) \right], \end{cases} \quad (1)$$

其中, η 表示海洋表面位移扰动, P 与 Q 分别表示 x 和 y 方向上按深度平均的体积通量, g 为重力加速度, h 表示静止状态下的水深, t 表示时间。

在水深不变的情况下, 根据长波假设可以将线性 Boussinesq 方程变形得到只关于表面扰动 η 的方程(2):

$$\frac{\partial^2 \eta}{\partial t^2} - C_0^2 \left(\frac{\partial^2 \eta}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 \eta}{\partial y^2} \right) - \frac{C_0^2 h^2}{3} \left(\frac{\partial^4 \eta}{\partial x^4} + 2 \frac{\partial^4 \eta}{\partial x^2 \partial y^2} + \frac{\partial^4 \eta}{\partial y^4} \right) = O(k^6 h^6), \quad (2)$$

其中在截断误差项中的 k 表示的是恒定水深 h 下的波数, 群速度 $C_0 = \sqrt{gh}$ 。

观察 Boussinesq 方程组(1)发现, 方程等号右侧含有三阶导数项, 它表示的是由非静力平衡压力产生的物理频散。正是由于 Boussinesq 方程中物理频散项的存在, 使得人们在进行数值模拟时需要同时处理时间与空间的偏微分, 这就给数值模拟带来了难度。因此许多人试图通过浅水方程来对海啸的传播进行模拟, 如 Imamura et al. (1988)提出的模拟海啸越洋传播的有限差分模型, 使用的就是浅水方程组, 并通过解决数值频散项来考虑实际频散的影响。Sung (2002)在 Imamura et al. (1988)条件的基础上, 引入了一种可以对步长进行局地调整的新的差分方案。本文在 Sung (2002)提出的新差分方案的基础上, 进一步考虑了浅水方程的非线性作用, 并通过一组实验将考虑非线性作用后的结果与 Sung (2002)提出的差分方案进行比较。浅水方程组的具体表达式如方程组

$$\begin{cases} \frac{\partial \eta}{\partial t} + \frac{\partial P}{\partial x} + \frac{\partial Q}{\partial y} = 0, \\ \frac{\partial P}{\partial t} + gh \frac{\partial \eta}{\partial x} = 0, \\ \frac{\partial Q}{\partial t} + gh \frac{\partial \eta}{\partial y} = 0, \end{cases} \quad (3)$$

所示, 各变量表示的含义与线性 Boussinesq 方程相同。

2.2 方案设计

首先从一维线性的情况着手, 将浅水方程组(3)写为一维的形式:

$$\begin{cases} \frac{\partial \eta}{\partial t} + \frac{\partial P}{\partial x} = 0, \\ \frac{\partial P}{\partial t} + gh \frac{\partial \eta}{\partial x} = 0, \end{cases} \quad (4)$$

分别将海洋表面位移扰动 η 与 x 方向的按深度平均的体积通量 P 离散，其离散点在网格中的分布如图 1 所示。然后将 η 对 x 取中央差，对时间 t 取向前差分；将 P 对 x 取半步中央差，对时间 t 取向前差分。就得到一维的差分方程组 (5)：

$$\begin{cases} \frac{\eta_i^{n+1/2} - \eta_i^{n-1/2}}{\Delta t} + \frac{P_{i+1/2}^n - P_{i-1/2}^n}{\Delta x} = 0, \\ \frac{P_{i+1/2}^{n+1} - P_{i+1/2}^n}{\Delta t} + gh \frac{\eta_{i+1}^{n+1/2} - \eta_i^{n+1/2}}{\Delta x} = 0. \end{cases} \quad (5)$$

由差分方程 (5) 可以得到关于 η 的表达式 (6) (Tannehill et al., 1997)：

$$\frac{\partial^2 \eta}{\partial t^2} - C_0^2 \frac{\partial^2 \eta}{\partial x^2} - C_0^2 \frac{(\Delta x)^2}{12} (1 - C_r^2) \frac{\partial^4 \eta}{\partial x^4} = O((\Delta x)^3, (\Delta x)^2 \Delta t, \Delta x (\Delta t)^2, (\Delta t)^3), \quad (6)$$

其中， Δx 表示 x 方向上的各点间距， Δt 表示时间步长。 $C_r = C_0 \Delta t / \Delta x$ 。

通过把二维形式的方程 (2) 简化成一维情况，可得一维形式的关于 η 的方程

$$\frac{\partial^2 \eta}{\partial t^2} - C_0^2 \frac{\partial^2 \eta}{\partial x^2} - \frac{C_0^2 h^2}{3} \frac{\partial^4 \eta}{\partial x^4} = O(k^6 h^6). \quad (7)$$

将公式 (6) 与 (7) 进行比较可以发现，两者的差别主要是在第三项，Imamura et al. (1988) 令该两项相等得到了时间步长和空间格距需要满足的条件：

$$\Delta x = \sqrt{4h^2 + gh (\Delta t)^2}. \quad (8)$$

使用该条件可以将浅水差分方程组中的数值发散项近似的代替 Boussinesq 方程中的物理频散项。上述处理中，空间格距的选取不是随意的，而是与水深和时间格距密切相关的。在实际情况中，时间格距是一定的，而水深是变化的。要想很好地适应变化的水深，就需要重新考虑差分方

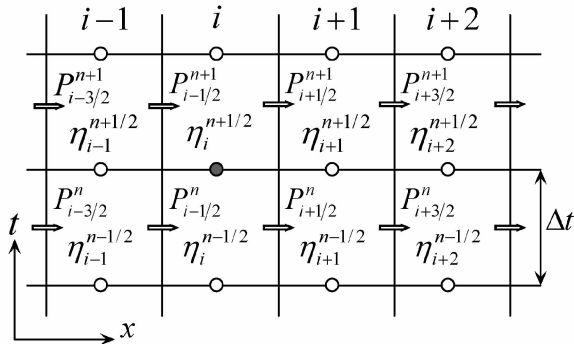


图 1 蛙跳格式的浅水方程的网格形式
Fig. 1 The staggered mesh of the shallow water equation

程的设计。下面就引入 Sung (2002) 提出的新的格点形式。

令新的格点为 Δx_* ，满足公式 (8)，通过插值方法将新格点用于附近格点的实际计算，并以格点的形式表示出来，从而使浅水差分方程在局地满足 Imamura et al. (1988) 提出的条件。假设新格点与实际格点的对应位置如图 2 所示。

引入四点的三阶拉格朗日插值公式

$$\eta = -\frac{1}{6(\Delta x)^3} (x - x_i)(x - x_{i+1})(x - x_{i+2}) \eta_{i-1}^{n+1/2} + \frac{1}{2(\Delta x)^3} (x - x_{i-1})(x - x_{i+1})(x - x_{i+2}) \eta_i^{n+1/2} - \frac{1}{2(\Delta x)^3} (x - x_{i-1})(x - x_i)(x - x_{i+2}) \eta_{i+1}^{n+1/2} + \frac{1}{6(\Delta x)^3} (x - x_{i-1})(x - x_i)(x - x_{i+1}) \eta_{i+2}^{n+1/2}, \quad (9)$$

确定了新格点的位置，就可以用插值公式 (9) 得到用 4 个实际计算格点表示的新格点变量的值。现将引入新格点后的一维浅水差分方程写为

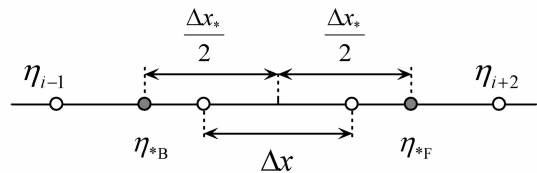


图 2 隐藏格点的设计形式
Fig. 2 The design of hidden grids

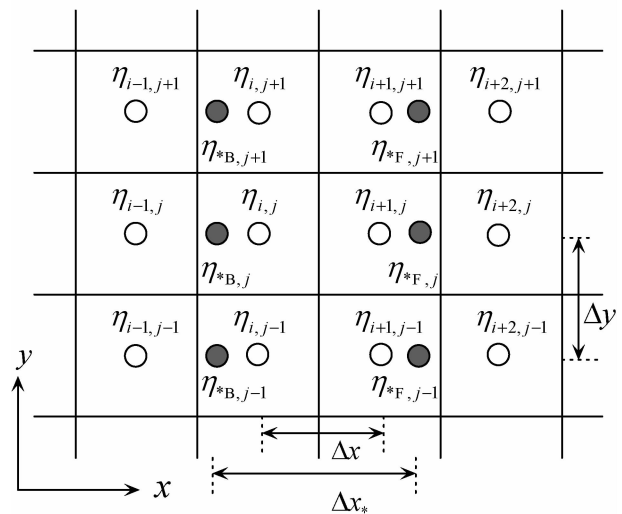


图 3 二维网格上的隐藏格点
Fig. 3 The hidden grids on the planar mesh

$$\begin{cases} \frac{\eta_i^{n+1/2} - \eta_i^{n-1/2}}{\Delta t} + \frac{P_{*F}^n - P_{*B}^n}{\Delta x_*} = 0, \\ \frac{P_{i+1/2}^{n+1} - P_{i+1/2}^n}{\Delta t} + gh \frac{\eta_{*F}^{n+1/2} - \eta_{*B}^{n+1/2}}{\Delta x_*} = 0. \end{cases} \quad (10)$$

通过插值关系，可以把方程中的隐藏格点用实际格点代替。引入隐藏格点与实际格点的比值 $\alpha = \Delta x_* / \Delta x$ ，于是有

$$\begin{cases} \frac{\eta_i^{n+1/2} - \eta_i^{n-1/2}}{\Delta t} + \frac{\alpha^2 - 1}{24\Delta x (P_{i+3/2}^n - P_{i-3/2}^n)} + \frac{3(9 - \alpha^2)(P_{i+1/2}^n - P_{i-1/2}^n)}{24\Delta x} = 0, \\ \frac{P_{i+1/2}^{n+1} - P_{i+1/2}^n}{\Delta t} + \frac{gh(\alpha^2 - 1)}{24\Delta x (\eta_{i+2}^{n+1/2} - \eta_{i-1}^{n+1/2})} + \frac{3(9 - \alpha^2)(\eta_{i+1}^{n+1/2} - \eta_i^{n+1/2})}{24\Delta x} = 0. \end{cases} \quad (11)$$

该方案很容易推广到二维的浅水方程组中。非线性

性形式的浅水方程组为

$$\begin{cases} \frac{\partial \eta}{\partial t} + \frac{\partial P}{\partial x} + \frac{\partial Q}{\partial y} = 0, \\ \frac{\partial P}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{P^2}{H} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(\frac{PQ}{H} \right) + gh \frac{\partial \eta}{\partial x} = 0, \\ \frac{\partial Q}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{PQ}{H} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(\frac{Q^2}{H} \right) + gh \frac{\partial \eta}{\partial y} = 0. \end{cases} \quad (12)$$

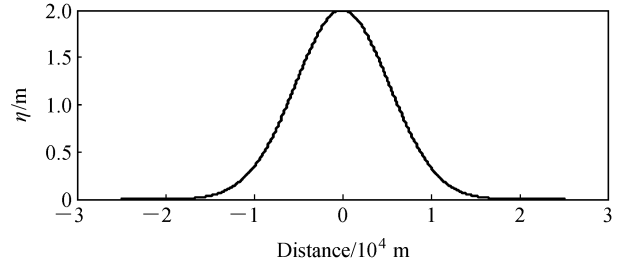


图4 初始状态的高斯波形
Fig. 4 The initial Gauss hump

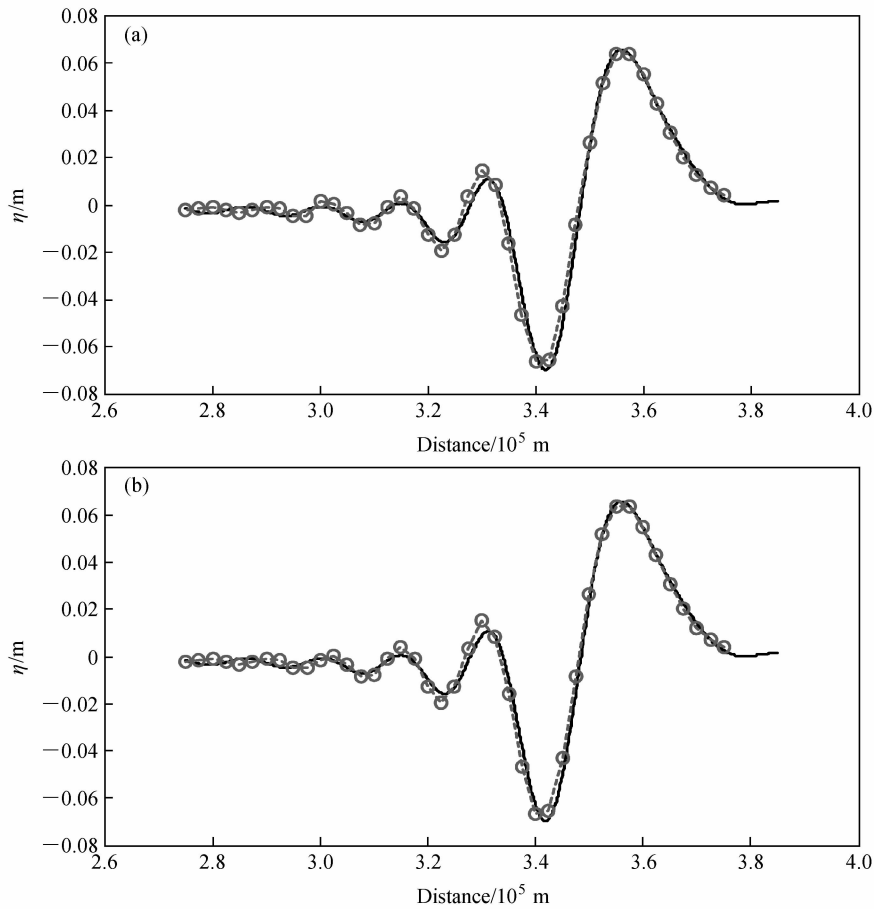


图5 3600 s时刻 1000 m 定水深情况下海啸传播的模拟 (虚线): (a) 考虑非线性作用; (b) Sung (2002) 提出的方案。实线为 Carrier (1991) 给出的理论解

Fig. 5 Simulation (dashed line) when the tsunami has propagated for 3600 s at the depth of 1000 m: (a) Considering nonlinear effect; (b) method proposed by Sung (2002). The solid line is analytical solution from Carrier(1991)

对于非线性项，使用 Shyy (1985) 提出的二次差分方案：

$$\frac{\partial(u\phi)}{\partial x_{i,j}} = \frac{1}{2\Delta x} [3(u\phi)_{i,j} - 4(u\phi)_{i-1,j} + (u\phi)_{i-2,j}], \quad (13)$$

其中 u 表示与步长相对应的速度。通过对 Abbott et al. (1981) 和 Cho(1995) 给出的对角发散修正方案进行修改，得到考虑非线性作用的二维浅水差分方程组：

$$\left\{ \begin{aligned} & \frac{\eta_{i,j}^{n+1/2} - \eta_{i,j}^{n-1/2}}{\Delta t} + \frac{P_{*F,j}^n - P_{*B,j}^n}{\Delta x_*} + \frac{Q_{*U,i}^n - Q_{*L,i}^n}{\Delta y_*} = 0, \\ & \frac{P_{i+1/2,j}^{n+1} - P_{i+1/2,j}^n}{\Delta t} + \frac{1}{2\Delta x} \left[3\left(\frac{P}{h}\right)_{i+1/2,j} - 4\left(\frac{P}{h}\right)_{i-1/2,j} + \left(\frac{P}{h}\right)_{i-3/2,j} \right] + \frac{1}{2\Delta y} \left[3\left(\frac{Q}{h}\right)_{i+1/2,j} - \right. \\ & \left. 4\left(\frac{Q}{h}\right)_{i+1/2,j-1} + \left(\frac{Q}{h}\right)_{i+1/2,j-2} \right] + gh_{i+1/2,j} \frac{\eta_{*F,j}^{n+1/2} - \eta_{*B,j}^{n+1/2}}{\Delta x_*} + \\ & \frac{\gamma gh_{i+1/2,j}}{12\Delta x_*} \left[(\eta_{*F,j+1}^{n+1/2} - \eta_{*B,j+1}^{n+1/2}) - (2\eta_{*F,j}^{n+1/2} - 2\eta_{*B,j}^{n+1/2}) + (\eta_{*F,j-1}^{n+1/2} - \eta_{*B,j-1}^{n+1/2}) \right] = 0, \\ & \frac{Q_{i,j+1/2}^{n+1} - Q_{i,j+1/2}^n}{\Delta t} + \frac{1}{2\Delta x} \left[3\left(\frac{P}{h}\right)_{i,j+1/2} - 4\left(\frac{P}{h}\right)_{i-1,j+1/2} + \left(\frac{P}{h}\right)_{i-2,j+1/2} \right] + \frac{1}{2\Delta y} \left[3\left(\frac{Q}{h}\right)_{i,j+1/2} - \right. \\ & \left. 4\left(\frac{Q}{h}\right)_{i,j-1/2} + \left(\frac{Q}{h}\right)_{i,j-3/2} \right] + gh_{i,j+1/2} \frac{\eta_{*U,i}^{n+1/2} - \eta_{*L,i}^{n+1/2}}{\Delta y_*} + \frac{\gamma gh_{i,j+1/2}}{12\Delta y_*} \left[(\eta_{*U,i+1}^{n+1/2} - \eta_{*L,i+1}^{n+1/2}) - \right. \\ & \left. (2\eta_{*U,i}^{n+1/2} - 2\eta_{*L,i}^{n+1/2}) + (\eta_{*U,i-1}^{n+1/2} - \eta_{*L,i-1}^{n+1/2}) \right] = 0. \end{aligned} \right. \quad (14)$$

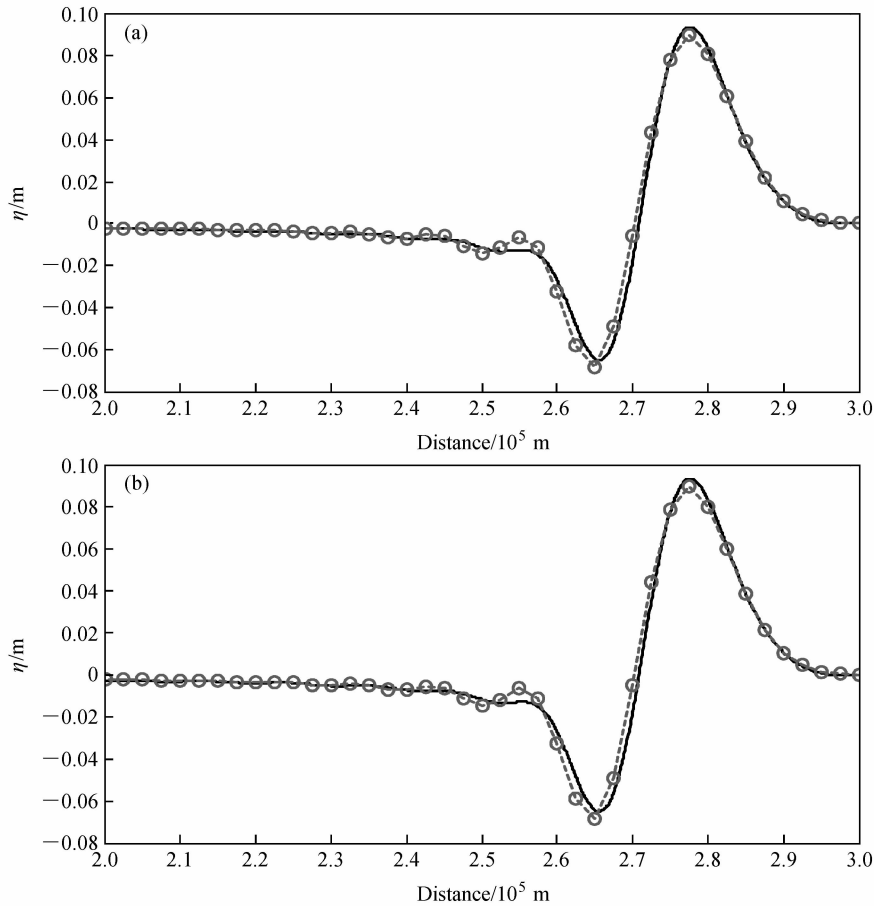


图 6 同图 5，但为 600 m 定水深情况下

Fig. 6 Same as Fig. 5, but for the depth of 600 m

3 新方案的测试

3.1 不同定水深情况下两种方案的比较

为了验证方案的准确性，我们通过一个二维的实验进行对比。一种理想情况的初始条件假定为高斯函数的形式

$$\eta(x, y, \theta) = 2\exp(-\sqrt{x^2 + y^2}/a), \quad (15)$$

其中 a 表示高斯函数的特征半径。该理想情况下的 Boussinesq 方程的理论解 (Carrier, 1991) 为

$$\eta(r, t) = \int_0^\infty a^2 e^{-(ak)^2/4} k \cos\left[\frac{\sqrt{ghkt}}{\sqrt{1 + \frac{(kh)^2}{3}}}\right] J_0(kr) dk, \quad (16)$$

其中, $J_0(x)$ 为 0 阶第一类贝塞尔函数 (陆泉康, 1982; Philip and Davis, 1986)。下面根据不同的水深做了几组对比实验, 具体的参数值为: $g =$

$9.81 \text{ m} \cdot \text{s}^{-2}$, $a = 7500 \text{ m}$, $\Delta x = 2500 \text{ m}$, $\Delta t = 6 \text{ s}$ 。

从图 5~7 可以看到, 当水深较深时非线性作用较弱, 所以考虑了非线性作用的方案与 Sung (2002) 方案的模拟结果基本上一致, 二者与 Carrier (1991) 给出的理论解也吻合的很好。但在水深很浅处, 非线性的作用开始明显, 由于 Sung (2002) 的方案与 Carrier (1991) 给出的理论解都是线性的, 因此在浅水的区域非线性方案开始与二者出现差别。

3.2 缓变地形情况下两种方案的对比

在定水深实验的基础上, 进一步考虑缓变水深的情况。图 9 给出了实验中用到的缓变水深的地形。因为主要是要考虑非线性方案与 Sung (2002) 方案的差别, 所以将水深考虑到非线性作用比较明显的深度。

从图 10 和图 11 可以看到, 考虑非线性作用后, 波峰的传播比 Sung (2002) 方案模拟的结果要快一些。也就是说由于非线性的影响, 海啸波

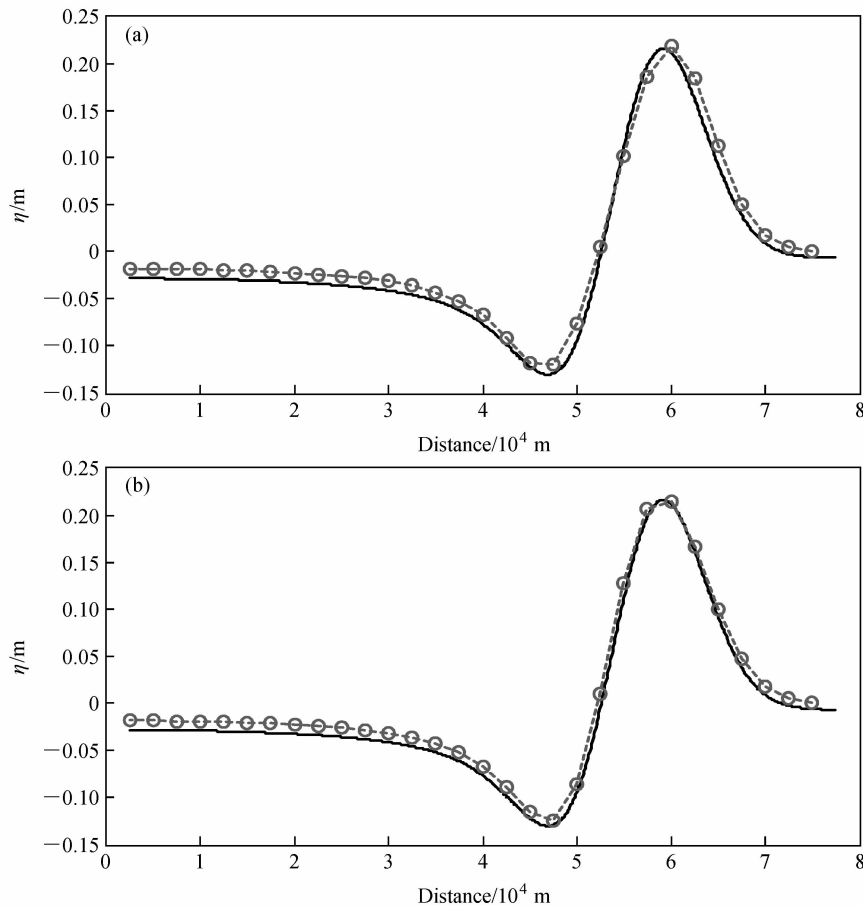


图 7 同图 5, 但为 25 m 定水深情况下

Fig. 7 Same as Fig. 5, but for the depth of 25 m

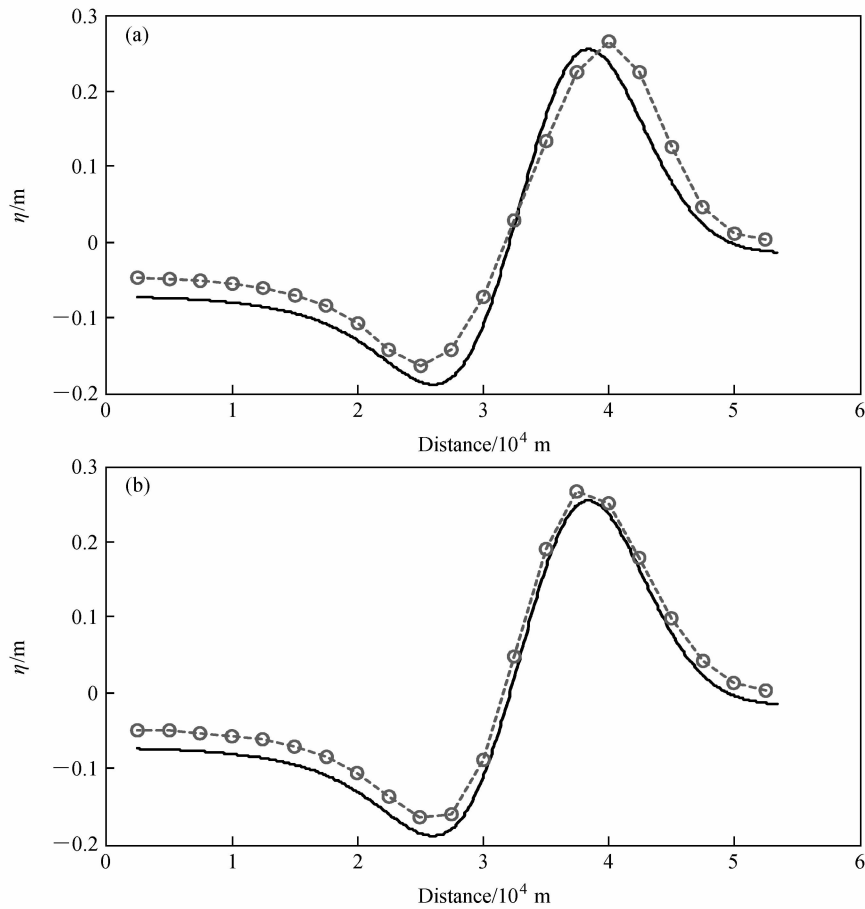


图 8 同图 5，但为 10 m 定水深情况下
 Fig. 8 Same as Fig. 5, but for the depth of 10 m

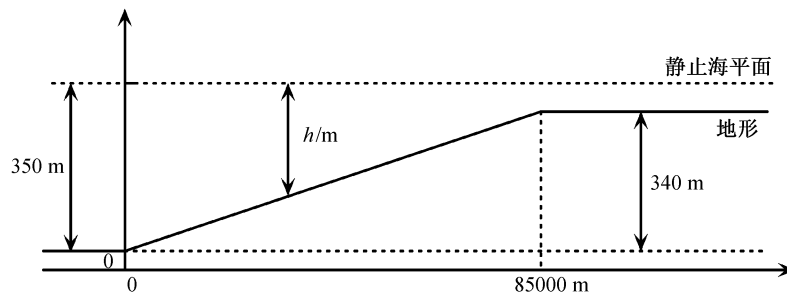


图 9 模拟方案的缓变地形
 Fig. 9 The slowly varying topography in the simulation method

的传播有加快的趋势。这对于海啸的传播预报有很大的影响。

4 结语

本文在 Sung (2002) 提出的方案的基础上，进一步考虑了非线性的作用，用来近似代替精度

较高但却难以计算的 Boussinesq 方程的理论解，使得人们对海啸模拟的繁琐程度大为减小。考虑非线性作用后的方案与 Sung (2002) 的方案在非线性作用明显的深度模拟的结果确实存在一定的差别，一般来说考虑了非线性后模拟的结果与 Sung (2002) 的方案得到的结果相比，海啸波传播得快一些。考虑到真实情况下的变水深的海底

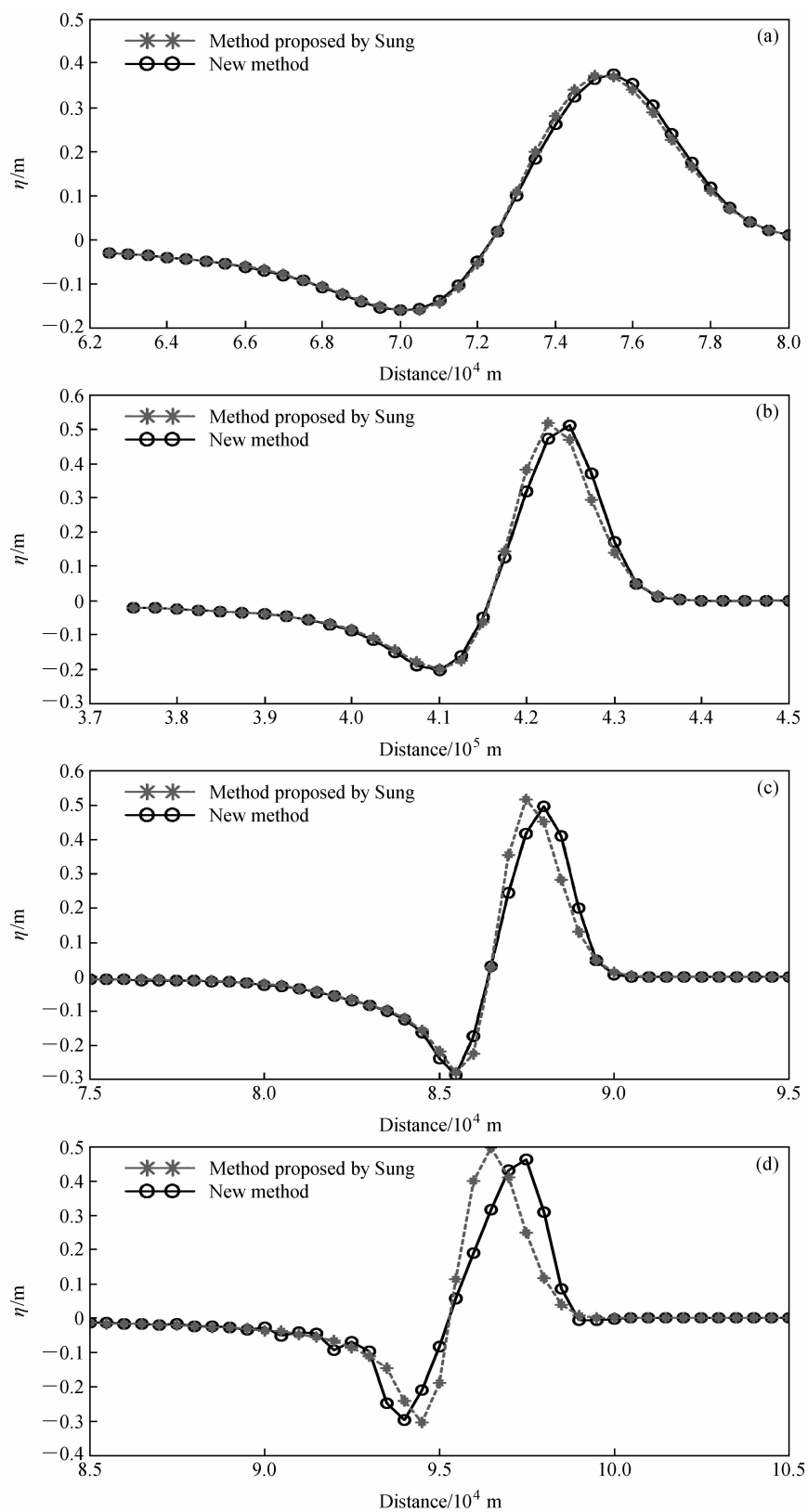


图 10 考虑非线性作用海啸传播的模拟：(a) 传播 1800 s；(b) 传播 2400 s；(c) 传播 2700 s；(d) 传播 3600 s

Fig. 10 The simulation of tsunami propagation considering nonlinear effect: (a) The tsunami has propagated for 2400 s; (b) the tsunami has propagated for 2700 s; (c) the tsunami has propagated for 1800 s; (d) the tsunami has propagated for 3600 s

地形, 新方案适用于缓变地形。在二维新方案中, 由于受到对角修正项的影响, 在水深越深的情况下, 差分格距相应的也要变大, 否则新方案就会发散。一般来说, 差分格距大小的选取要满足条件 $\Delta x_n / \Delta x < \sqrt{3}$ 。如需进一步提高格点的精度, 则要对差分方案中的对角修正项进行改进。

参考文献 (References)

- Abbott M B, Mccowan A D, Warren I R. 1981. Numerical modeling of free-surface flows that are two-dimensional in plan [M] // Fisher H B. Transport Models for Inland and Coastal Waters. San Diego: Academic Press, 222 - 283.
- Cho Y S. 1995. Numerical simulations of tsunami propagation and run-up [D]. Ph. D. dissertation, Cornell University USA, 25 - 36.
- Carrier G F. 1991. Tsunami propagation from a finite source [C]. Hawaii: Proc. of 2nd UJNR Tsunami Workshop, NGDC, 101 - 115.
- 陈洪滨, 刁丽军. 2004. 2003 年的极端性天气和气候事件及其他相关事件 [J]. 气候与环境研究, 9 (1): 218 - 223. Chen Hongbin, Diao Lijun. 2004. Some extreme events of weather, climate and related phenomena in 2003 [J]. Climatic and Environmental Research (in Chinese), 9 (1): 218 - 223.
- 陈洪滨, 刁丽军. 2005. 2004 年的极端性天气和气候事件及其他相关事件 [J]. 气候与环境研究, 10 (1): 140 - 144. Chen Hongbin, Diao Lijun. 2005. Some extreme events of weather, climate and related phenomena in 2004 [J]. Climatic and Environmental Research (in Chinese), 10 (1): 140 - 144.
- 陈洪滨, 范学花, 董文杰. 2006. 2005 年的极端性天气和气候事件及其他相关事件 [J]. 气候与环境研究, 11 (1): 236 - 244. Chen Hongbin, Fan Xuehua, Dong Wenjie. 2006. Some extreme events of weather, climate and related phenomena in 2005 [J]. Climatic and Environmental Research (in Chinese), 11 (2): 236 - 244.
- 陈洪滨, 范学花. 2007. 2006 年的极端性天气和气候事件及其他相关事件 [J]. 气候与环境研究, 12 (1): 100 - 112. Chen Hongbin, Fan Xuehua. 2007. Some extreme events of weather, climate and related phenomena in 2006 [J]. Climatic and Environmental Research (in Chinese), 12 (1): 100 - 112.
- Duhee P, Cho Y S, Sung M K. 2008. Simulation of inundation at Imwon Port during 1983 central East Sea tsunami [J]. Journal of Coastal Research, 50: 1168 - 1172.
- Imamura F, Shuto N, Goto C. 1988. Numerical simulation of the transoceanic propagation of tsunamis [C]. Japan: Proc. of 6th Congress Asian and Pacific Regional Division, IAHR, 265 - 271.
- Liu P L F, Cho Y S, Seo S N, et al. 1994. Numerical simulation of tsunami propagation and inundation with application to Hilo, Hawaii [R]. Technical Report, School of Civil and Environmental Engineering, Cornell University.
- 陆全康. 1982. 数学物理方法 (下册) [M]. 北京: 高等教育出版社, 238 - 238. Lu Quankang. 1982. Methods in Mathematical Physics [M] (in Chinese). Beijing: Higher Education Press, 238 - 238.
- Philip J, Davis P R. 1986. 数值积分法 [M]. 北京: 高等教育出版社, 144 - 146. Philip J, Davis P R. 1986. Methods of Numerical Integral [M] (in Chinese). Beijing: Higher Education Press, 144 - 146.
- Shyy W. 1985. A study of finite difference approximations to steady state, convection-dominated flow problems [J]. Journal of Computational Physics, 87: 415 - 438.
- Sung B Y. 2002. Propagation of distant tsunamis over slowly varying topography [J]. J. Geophys. Res., 107 (10): 3140 - 3150.
- Tannehill J H, Anderson D A, Pletcher R H. 1997. Computational Fluid Mechanics and Heat Transfer (2nd ed.) [M]. Washington: Taylor & Francis, 792pp.
- Tinti S, Tonini R. 2005. Analytical evolution of tsunamis induced by near-shore earthquake on a constant-slope ocean [J]. J. Fluid Mech., 535: 33 - 64.
- 温燕玲, 朱元清. 2007. 海啸传播模型与数值模拟研究进展 [J]. 地震地磁观测与研究, 28 (5): 143 - 150. Wen Yanling, Zhu Yuanqing. 2007. The research progress of tsunami propagation models and numerical simulation [J]. Seismological and Geomagnetic Observation and Research (in Chinese), 28 (5): 143 - 150.
- 姚远, 蔡树群, 王盛安. 2007. 海啸波数值模拟的研究现状 [J]. 海洋科学进展, 25 (4): 487 - 495. Yao Yuan, Cai Shuqun, Wang Sheng'an. 2007. Present status of study on numerical simulation of tsunami wave [J]. Advances in Marine Science (in Chinese), 25 (4): 487 - 495.