

近场海啸数值模拟初步研究*

温瑞智^{1,2}, 任叶飞¹, 周正华¹

(1. 中国地震局工程力学研究所, 哈尔滨 150080; 2. 北京工业大学, 北京 100022)

摘要: 经济快速发展的中国沿海地区, 可能面临着潜在海啸袭击的危险, 我国的渤海、黄海发生近场海啸的可能性很小, 但东海和南海却具备海啸产生的条件, 历史上这两个区域也产生过海啸。本文运用非线性浅水方程, 基于有限差分法, 假想 1960 年智利大海啸重现于日本琉球群岛附近, 对这次假想海啸的产生及传播过程进行数值模拟, 初步分析它对中国东部沿海地区产生的影响, 为该地区的防震减灾危险性分析提供技术支持。

关键词: 数值模拟; 有限差分法; 非线性浅水方程

中图分类号: P731.25 **文献标识码:** A **文章编号:** 1672-2132(2007)增刊-0447-04

0 引言

国内学者普遍认为越洋海啸对中国大陆造成破坏的可能性很小^[1~4], 其主要原因是我国海区大多是浅水大陆架地带, 平缓宽阔, 外围自北而南有千岛群岛、日本群岛、琉球群岛、台湾岛、菲律宾群岛、印尼诸岛等环绕, 形成一道天然屏障, 越洋海啸进入这一区域后, 对海啸传播的摩擦力增强, 能量衰减很快, 不利于海啸波的传播。如 1960 年智利大海啸, 对菲律宾和日本都造成了灾害, 但传到我国沿岸, 香港记录到的波高才 38 cm, 长江口记录的波高也仅 20 cm, 不致产生任何破坏。

对于近场海啸对我国的影响, 渤海和黄海爆发近场海啸的可能性很小^[5], 但东海和南海却具备海啸产生的条件^[6,7], 历史上这两个海域也产生过海啸。对于东海海域, 日本琉球群岛是海啸爆发的危险区域, 该地区处于菲律宾板块与欧亚板块交汇处, 发生海底地震的可能性很大, 因此发生地震海啸的可能性也就很大。通过分析美国海洋与大气管理局 (NOAA) 提供的该地区的历史海啸数据, 发现该地区曾发生海啸 20 多次, 证实了该地区是海啸易爆发地区, 最大一次海啸地震震级达 8 级, 发生于 1911 年 6 月 15 日, 位于北纬 38°, 东经 131°, 最大浪高 2 m。本文假设 1960 年智利大海啸在该地区重现, 断裂发生在菲律宾板块与欧亚板块交汇处, 基于有限差分法, 运用非线性浅水方程, 对这次假想海啸的产

生及传播机理进行数值模拟, 分析它对中国东部沿海地区产生的影响, 为以后该地区的海啸危险性分析研究提供技术支持。

1 近场海啸数值模拟

1.1 海啸数值模拟研究现状

随着计算机技术的发展, 关于海啸数值模拟的方法也越来越普及, 建立的模型也越来越多。目前, 美国国家海洋和大气管理局主要使用南加利福尼亚大学研制的 MOST (Method Of Splitting Tsunami), 可以用来计算海啸对阿拉斯加、加利福尼亚、夏威夷、俄勒冈和华盛顿州产生的影响^[8]。COMCOT (Cornell Multi-grid Coupled Tsunami Model) 是康奈尔大学研制的海啸数值模拟软件^[9]。TUNAMI2 是日本东北大学研制的模型, 其基本原理是基于非线性浅水方程, 采用有限差分法^[10]。以上的数值模型, 通过与实际发生的一些海啸相比较, 以及配合相应的一些水动力学实验, 表明在给定震源发生条件下可以模拟海啸的传播, 并能较精确地模拟海啸的走时和海啸波及地区涌浪大小。近几年, 考虑更高阶的 Boussinesq 类型方程来模拟海啸的非线性项和频散项的工作已经取得初步成果, 康奈尔大学的 CULWAVE (Cornell University Long and Intermediate Wave Modeling Package) 和德拉瓦大学的 FUNWAVE 已经用来进行一些已发生海

* 收稿日期: 2006-10-26; 修回日期: 2007-01-29

基金项目: 地震科学联合基金 (A07080)

作者简介: 温瑞智 (1968-), 男, 博士, 研究员。主要从事地震工程研究。

啸的数值模拟^[11]。

1.2 本文的数值模型和计算方法

由于海啸波的波长远远大于海洋深度,故而海啸波是长波,而长波的质点运动垂直加速度相对于重力加速度来说非常小,因此海啸波的垂直动量可由静水压力来近似。忽略科氏力项和频散项,考虑底部摩擦的非线性浅水方程在直角坐标系下可表示为

$$\begin{aligned} \frac{\partial \eta}{\partial t} + \frac{\partial M}{\partial x} + \frac{\partial N}{\partial y} &= 0 \\ \frac{\partial M}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{M^2}{D} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(\frac{MN}{D} \right) + gD \frac{\partial \eta}{\partial x} + \tau_x D &= 0 \\ \frac{\partial N}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{MN}{D} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(\frac{N^2}{D} \right) + gD \frac{\partial \eta}{\partial y} + \tau_y D &= 0 \end{aligned}$$

式中 η 是静水面上的垂直位移;
 D 为总的水深 ($D=h+\eta$);
 g 为重力加速度;
 M, N 分别为 x 和 y 方向的流量, $M=u(h+\eta)$, $N=v(h+\eta)$;
 u, v 分别是 x 和 y 方向的速度;
 τ_x, τ_y 分别是 x 和 y 方向的底部摩擦力, 可表示为

$$\tau_x = \frac{gn^2}{D^{10/3}} M \sqrt{M^2 + N^2}, \tau_y = \frac{gn^2}{D^{10/3}} N \sqrt{M^2 + N^2}$$

方程的计算方法采用有限差分法, 差分格式为蛙跃格式 (Leap-frog method), 这样微分方程中忽略的物理频散项可以通过选择适当的时间步长和空间步长, 用差分方程近似微分方程而引入的数值频散来替代, 既保持了海啸传播过程的物理本质, 又节省了计算机的内存和缩短了计算持时。Imamura 指出^[12], 对于正方形网格采用蛙跃格式, 当 $I_m = \Delta x \sqrt{1 - (C\Delta t/\Delta x)^2} / (2h)$ 约为 1 时 (其中 Δx 和 Δt 分别为空间和时间步长, C 为线性长波波速, h 是水深), 差分方程的数值频散可以代替微分方程的物理频散。

1.3 初始条件和边界条件

(1) 初始条件: 由于地震发生错动的过程是一个很短的冲击过程, 可能发生在几秒钟之内, 因此, 可以假设海水表面的向上运动和海底位移是一致的。忽略断层破裂的复杂性、错位的多向性、破裂层厚度可变性等各种因素, 可以假定走向角与震中位置附近的海沟或海岸线走向相一致, 而倾角和滑动角则根据震源机制来选定。

当断层参数确定后, 在各向同性的弹性半空间中, 可近似计算整个空间内的位移场 $u_i(x_1, x_2, x_3)$ ^[13]:

$$u_i = \int_S \Delta u_j \left[\delta_{jk} \lambda \frac{\partial u_i'}{\partial \xi_k} + \mu \left(\frac{\partial u_i'}{\partial \xi_k} + \frac{\partial u_k'}{\partial \xi_i} \right) \right] v_k dS$$

式中 Δu_j 为 j 方向的位错量 (滑移量);
 δ_{jk} 为克罗内克符号;
 λ, μ 为拉梅系数;
 v_k 为面单元 dS 的法向与 k 方向的夹角余弦;

$u_i'(u_i^k, u_i^l)$ 为作用在点 (ξ_1, ξ_2, ξ_3) 的 $j(k, l)$ 方向的力在 (x_1, x_2, x_3) 处产生的 i 方向的位移分量;
 $\xi_j(\xi_k, \xi_l)$ 为力作用点 (ξ_1, ξ_2, ξ_3) 的坐标分量。

(2) 边界条件: 取水边界为辐射边界条件, 使边界反射效应近乎于 0; 陆边界为刚壁边界, 即法向速度为 0。

2 假想海啸的数值模拟

本文假想 1960 年智利海啸重现于日本琉球群岛, 震中与 1911 年发生在此处的震级为 8.0 的海啸地震震中重合, 即北纬 38°, 东经 131°。由于智利海啸地震的震源参数已有地震学研究者分析给出, 本文就不采用经验公式, 而是直接引用, 比较认可的结果是 Kanamori H 和 Cipar J J 于 1974 年给出的^[14], 分别如表 1 和图 1 所示。

表 1 智利海啸的震源断层参数

参 数	符 号	值
断层长度	L	800 km
断层宽度	W	200 km
滑移量	u	24 m
倾角	δ	10°
滑移角	λ	90°
断层走向	θ	N35°E
断层顶部深度	d	25 km

注: 由于琉球群岛海沟走向不同于智利地区, 故断层走向由原来的 N10°E 修正为 N35°E

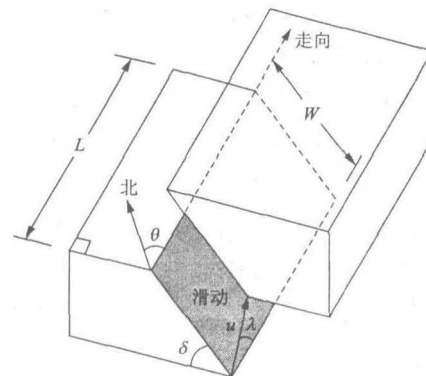


图 1 断层参数示意

(1)海啸初始条件模拟结果:

根据以上参数计算出海啸的初始条件见图 2。

(2)海啸传播过程模拟结果:

把初始条件代入计算模型,基于有限差分法,运用蛙跃网格,选择适当的时间步长和空间步长,并限制边界条件,得到计算结果见图 3。

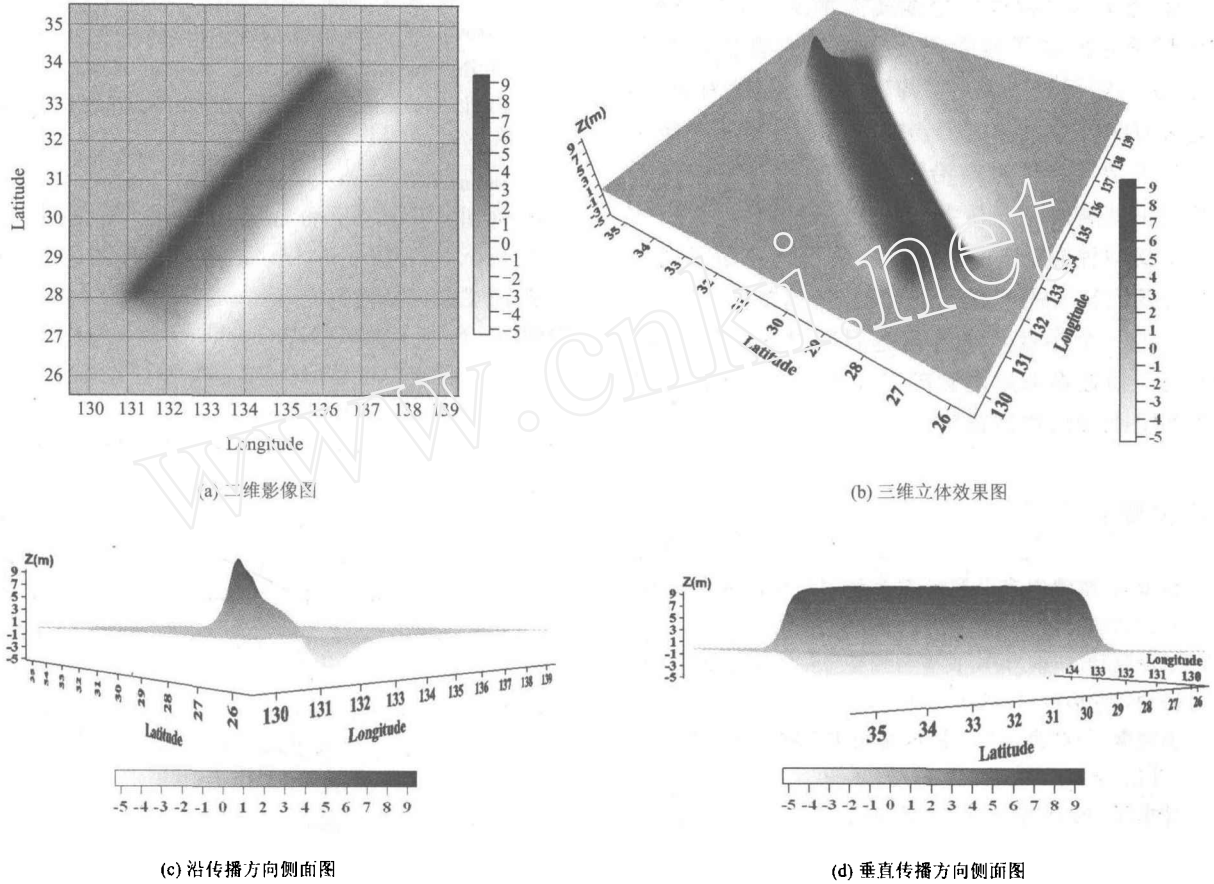


图 2 海啸初始条件模拟计算结果

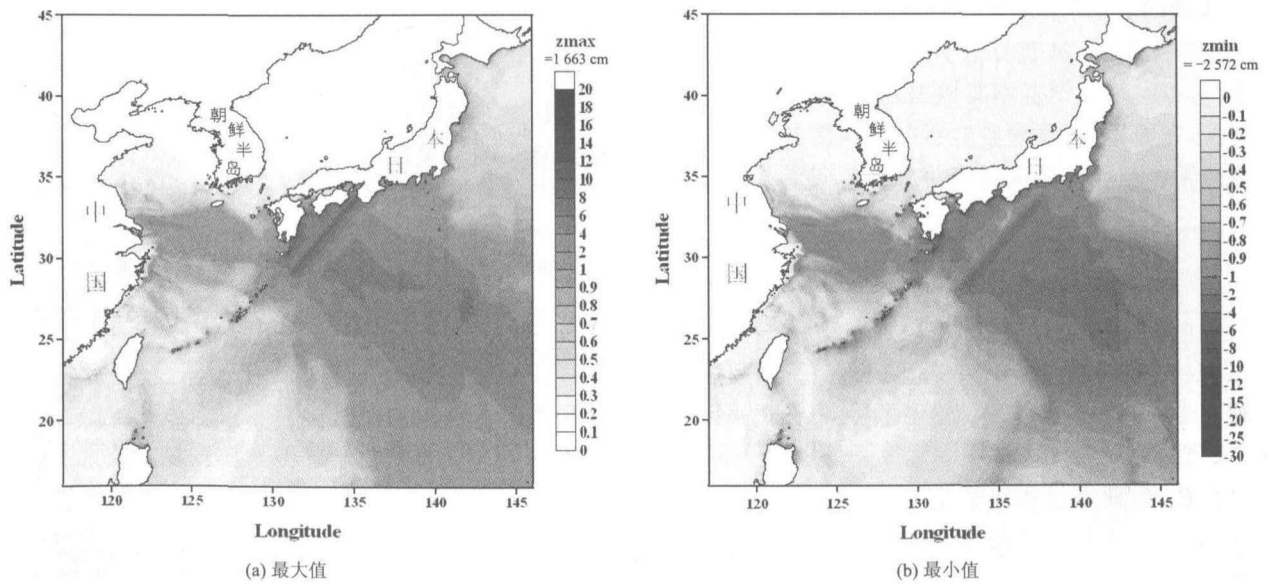


图 3 海啸传播数值模拟结果(以海平面为参考点)

3 结语

海啸发生的频率要比地震灾害发生的频率低,实际观测的海啸资料数据要比地震灾害资料少很多,这在一定程度上促使了海啸数值模型的发展,本文通过海啸传播数值模型,初步分析、计算了设定地震下的海啸对我国东南沿海的影响,为进一步探讨研究我国地震海啸分析方法提供了借鉴。

本文只注重方法的可行性,关于计算结果的准确与否还有待下一步继续研究。在海啸防灾减灾中,更关心的一个参数是海啸到达后产生的涌浪高度,因此对于涌浪在海岸的破碎以及产生的爬高的描述还需要更准确的物理模型。

参考文献:

- [1] 包澄澜. 海啸灾害及其预警系统[J]. 国际地震动态, 2005, 313(1): 14-18
- [2] 包澄澜, 叶琳. 海啸灾害与预警[J]. 地震工程与工程振动, 2005, 22(1): 1-4
- [3] 王晓青, 吕金霞, 丁香. 我国地震海啸危险性初步探讨[J]. 华南地震, 2006, 26(1): 76-80
- [4] 郭增建, 陈鑫连. 地震对策[M]. 北京: 地震出版社, 1986
- [5] 高焕臣, 闵庆方. 渤海地震海啸发生的可能性分析[J]. 海洋预报, 1994, 11(1): 63-66
- [6] 杨马陵, 魏柏林. 南海海域地震海啸潜在危险的探析[J]. 灾害学, 2005, 20(3): 41-47
- [7] 魏柏林, 陈玉桃. 地震与海啸[J]. 华南地震, 2005, 25(1): 43-49
- [8] Titov V V, Gonzalez F I. Implementation and testing of the method of splitting tsunami (MOST) model [R]. NOAA Technical Memorandum ERL PMEL-112, 1997
- [9] Imamura F, Shuto N, Goto C. Numerical simulations of the transoceanic propagation of tsunamis [A]. Proc. 6th Congress Asian and Pacific Regional Division [C]. IAHR, Japan: [s. n.], 1988. 265-272
- [10] Shi F Y, et al. A fully nonlinear Boussinesq model in generalized curvilinear coordinates [J]. Coastal Engineering, 2001, (42): 337-358
- [11] Lynett P, Liu P. A numerical study of submarine landslide generated waves and runups [A]. Proceedings of Royal Society of London [C]. 2002. 2885-2910
- [12] Imamura F, Goto C. Truncation error in numerical tsunami simulation by the finite difference method [J]. Coastal Engineering in (Japanese), JSEE, 1988, (31): 245-263
- [13] Mansinha L, D Smylie. The displacement field of inclined faults [J]. Bulletin of the Seismological Society of America, 1971, 61(5): 1433-1440
- [14] Kanamori H, Cipar J J. Focal process of the great Chilean earthquake May 22, 1960 [J]. Phys. Earth Planet, 1974, (9): 128-136