

文章编号:1000-1301(2006)02-0020-05

基于强震台网的我国沿海海啸走时预警

温瑞智^{1,2}, 周正华¹, 谢礼立¹

(1. 中国地震局工程力学研究所, 黑龙江 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,面临着潜在海啸袭击危险。海啸传播走时分析是海啸预警系统的重要组成部分。本文基于强震台网提供的地震要素,从理论上讨论海啸预警时间计算方法。在球坐标系下,建立了远洋海啸传播模型,采用差分技术,实现远洋海啸传播数值模拟,首次针对我国主要城市进行了海啸走时计算,分析了我国沿海走时特点,指出了未来发生在太平洋的远洋海啸对我国的长江三角洲会有较大影响。本文计算海啸走时方法可以为我国建设的新一代基于数值海啸预警系统提供技术支持。

关键词:海啸; 海啸地震; 走时; 数值差分; 防灾减灾

中图分类号:P315.749

文献标识码:A

A numerical study on tsunami travel time for China seashore based on strong ground motion network

Wen Ruizhi^{1,2}, Zhou Zhenghua¹, Xie Lili¹

(1. Institute of Engineering Mechanics, China Earthquake Administration, Harbin 150080, China;

2. Beijing University of Technology, Beijing 100022, China)

Abstract: Tsunami waves are the potential natural hazards suffered by the population living near the China coasts and the estimation of tsunami travel time is an effective way to mitigate the tsunami disaster. Based on the strong ground motion network, the theoretical concept of tsunami warning time is given. Under the spherical coordinate, the tsunami propagation model is built to simulate the transoceanic-tsunami travel time by finite difference method. The mathematical techniques and the details of the computations for the tsunami travel-time charts of the Chinese coast are described for the scenario tsunamigenic earthquakes and the results show the Shanghai economic zone has the highest tsunami hazard compared with other China coastal areas. The method suggested in this paper can be applied in the China tsunami warning system.

Key words: tsunami; tsunamigenic earthquake; tsunami travel time; differential method; mitigation

引言

我国位于太平洋西岸,台湾岛屿及日本海岛屿一带是地震多发地带,尽管我国海区外围有成串的岛屿、暗礁环绕,形成了一道抵抗海啸的天然屏障,但2004年12月26日印度洋地震海啸再次提醒我国也可能是地震海啸袭击的地区。东南沿海是我国发展最快的地区,一旦发生海啸,对我国国民经济会有较大影响。目前中国和东盟签署了《建立地震海啸预警系统技术平台的行动计划》,以进一步加强国际协调与合作建立亚

收稿日期:2005-10-20; 修订日期:2005-11-10

基金项目:地震科学联合基金项目(课题号105023)

作者简介:温瑞智(1968-),男,博士,副研究员,主要从事地震工程,地理信息系统应用等研究。

洲区域地震台网,为地震海啸提供早期预警,因此海啸发生后预警时间计算成为海啸预警的首要解决的问题。

1947年美国太平洋阿留申群岛发生海啸后,美国首次开始计算海啸走时(tsunami travel time),到了1971年美国海啸预警中心绘制了50余张海啸走时图供海啸预警分析。国际海啸预警协调组织曾在ITSU-VIII.2决议中表明了对海啸走时图的需求,在ITSU-IX.2决议中明确了预警系统应有可以供参考的海啸走时图。1984年开始,俄罗斯科学院西伯利亚分院在科教文组织(UNESCO)的支持下对太平洋海岸一些地区进行海啸走时分析。基于线性小振幅理论的波色散关系认为模拟海啸地波动方程的波长远远大于海洋深度,海啸波的色散关系可以近似表达为^[1]:

$$C^2 = gh \quad (1)$$

式中, C 为海啸传播速度, g 为重力加速度, h 为点 (x,y) 海洋深度,假设深度为4km,则海啸传播速度约为200 m/s。

如果海啸波的传播是各向均匀的,而且海底深度又是常数,则海啸从发生位置到预警地区两点的走时就可以十分方便地计算。由于地震海啸发生的复杂性,海洋深度变化以及海洋中海岛的不均匀分布,都会对海啸的传播有非常大的影响。因此,一些工作试图能够找从 X_1 到 X_2 点的海啸传播路径 S ,海啸走时 T 就可以通过下式计算^[2~4]:

$$T = \int_{x_1}^{x_2} dS/C \quad (2)$$

但以上的方法理论分析复杂,计算比较繁琐。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,通过求解海啸数值模拟来进行海啸走时的模拟也成为近期发展的新方向。目前,美国国家海洋和大气管理局目前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^[5]。COMCOT(Cornell multi-grid coupled tsunami model)是康奈尔大学研制的海啸数值模拟软件^[6]。TUNAMI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^[7]。目前还有一些数值计算模型采用有限单元法。以上的数值方法,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和散频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已经用来进行一些历史海啸的数值模拟^[8]。

本文将基于数值模拟的海啸走时分析方法,计算设定地震下的我国沿海海啸走时及预警时间。

1 基于强震台网的海啸走时预警

绝大多数海啸是由地震引发的,本文中的海啸主要是指地震海啸。地震发生后很短的时间内,强震台网就可以确定该地震的震中位置、震级以及震源深度等参数。为了更好地监测海啸,强震台网由布置在海底的宽带三分量强震仪组成,在同一地点同时布置高精度、高性能的压力传感器测量频率极低的海啸波。地震波的速度比海啸的速度要快很多,假定地震和海啸同时发生,地震波会把海啸远远的甩在了后面,完全可以利用这个时差对海啸做出预报和预警,全球通讯系统可以将海啸的信息实时地传送到海啸可能要到达的国家或地区,及时通过警报等措施疏散民众。

在图1中,如果观测点距离地震震中1000km,地震波和海啸波的走时将会会有一个多小时的时差。若地震发生后,立即可判断出海啸的发生,而不需要观测点的二次识别,则海啸的预警时间就比较充分;如果地震发生后,海洋观测点监测到海啸,海啸的预警时间则可以由海洋观测点的位置到预警陆地的海啸走时决定^[9]。

地震海啸预警时间的理论计算值 T_w 可以为:

$$T_w = T_T - T_e - T_s \quad (3)$$

其中 T_T 为海啸到海洋和海岸的强震台网的走时; T_e 为地震波相应的走时; T_s 为所有其它各种因素耗时,如地震定位所需要的时间。前两部分完全可以从理论上计算得到, T_s 可能涉及许多不确定因素,是最难确

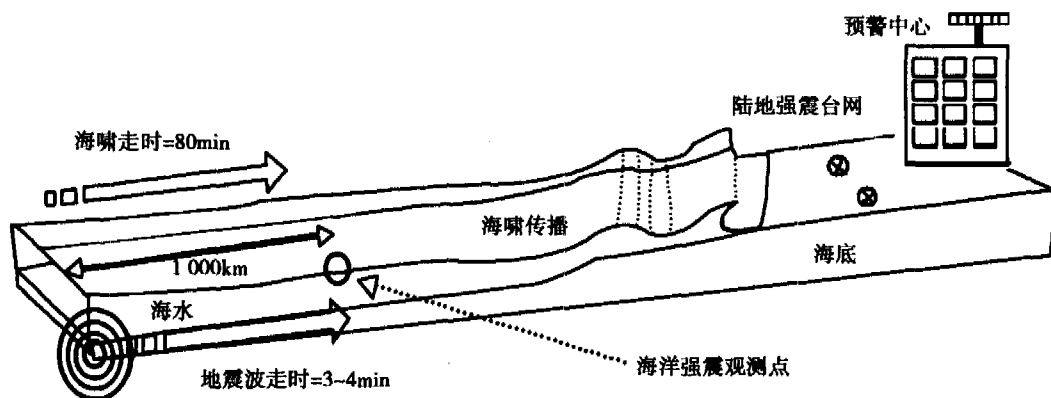


图1 海啸预警原理

Fig.1 The principle of tsunami warning system

定的。如果 T_w 出现负值,则意味着海啸发生在“盲区”,在预警系统没有启动海啸已经到来。“盲区”的确定取决于 T_e 与 T_0 。幸好,海啸的发生通常集中在深海,一般会有足够的时间预警。

2 海啸走时的数值模拟

在海啸传播过程中,海洋水域的水平尺寸远远大于垂直尺度,垂直方向流速大小变化可以用沿水深方向的平均值来表达,垂直方向的加速度远远小于重力加速度,可以忽略不计,因而可以简化为二维长波方程。海啸波常常会传播几千公里,地球本身的形状以及自转必须考虑,所以球坐标系下描述海啸的传播更为适合。海啸模拟的基本方程中有关于海啸传播时间的参数,只要能够求解海啸的传播方程,就自然能够得到海啸的走时。

(1) 基本方程^[7]

$$\frac{\partial \eta}{\partial t} + \frac{1}{R \cos \phi} \left[\frac{\partial M}{\partial \lambda} + \frac{\partial (N \cos \phi)}{\partial \phi} \right] = 0 \quad (4)$$

$$\frac{\partial M}{\partial t} + \frac{gh}{R \cos \theta} \frac{\partial \eta}{\partial \lambda} = fN \quad (5)$$

$$\frac{\partial M}{\partial t} + \frac{gh}{R} \frac{\partial \eta}{\partial \phi} = -fN \quad (6)$$

其中, λ 和 ϕ 是经度和纬度, $h = \eta(\lambda, \phi, t) + d(\lambda, \phi)$, 表示波高和海深之和; M 和 N 为经度方向和纬度方向流通量; g 是重力加速度; f 是 Coriolis 参数, $f = 2\omega \sin \phi$, ω 为地球自转角频率; R 是地球半径。

本文采用了蛙跳 (frog-leap) 差分法^[10] 实现对上述方程的离散, 为了满足收敛性要求, 空间网格长度 Δx 要满足常数 I_m 接近 1 或等于 1:

$$I_m = \Delta x / 2H \sqrt{1 - k^2} \quad (7)$$

其中 k 是 Courant 常数, H 为海底平均水深。

(2) 初始条件: 海洋板块内断裂的破裂是引发地震海啸的主要原因, 最简单的方法是采用线弹性位错理论来表达断裂破裂的几何参数和强度, 断层地震矩 M_0 可以表示为:

$$M_0 = \mu DS \quad (8)$$

其中 μ 是弹性模量; S 是破裂面积 $S = LW$, 通常破裂面可以简化成长宽比为 2 到 8 范围的长方形; D 是断裂错开位移。为了更好地确定错开位移, 还需要一些其它参数如震源深度 d , 相对于水平方向的倾角和滑移角来描述破裂面积^[11,12]。本文侧重于地震海啸的走时, 所以采用直接法, 通过地理信息系统环境, 对震中海域通过用户界面生成海啸计算的初始条件, 构造一个简单的孤立波^[13]。

(3) 边界条件: 在海岸和岛屿的固定边界上, 法线方向的速度为零和流通量为零, 也就是 $M = 0$ 和 $N = 0$ 。

在自由边界上波浪是自由传波。

3 我国沿海城市海啸到时分析

本文海洋基础资料是采用 15' × 15' 的网格数据,来源于美国国家地球物理数据中心,计算范围涉及 50°S - 60°N, 90°E - 80°W。为了满足计算收敛性需要,对基础数据进行了一次线性插值,参与计算的网格约有 10 万个。由于计算量较大,本文采用地理信息系统技术,编制了海啸发生设定以及海啸初始条件设定程序,实现了对原始数据的管理,基于差分方法,实现了针对我国沿海地震海啸走时的计算。

例一 为了验证本方法的可行性,选择 1960 年发生在智利的地震海啸(38.0S, 73.5E)。从图 2 计算结果可以看出,日本群岛、台湾岛以及菲律宾群岛在我国外海的分布,一定程度上延缓了海啸波的传播速度,改变了波传播方向,等直线的分布曲线没有在太平洋宽阔的海域上均匀,形状较破碎,与搜集到的 2 个实际观测点数值的对比表明理论计算结果符合较好。图中数字为海啸走时,单位为小时(h),同时,为了计算方便将横坐标经度表示成连续值。

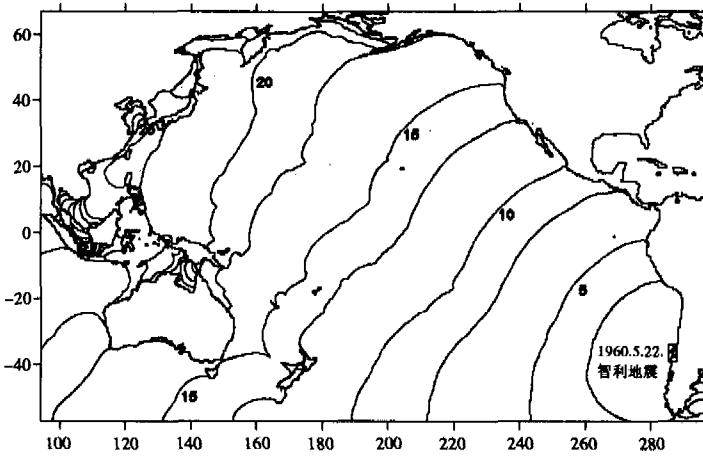


图 2 1960-05-22 智利海啸走时模拟计算图
Fig.2 Chile tsunami travel time simulation chart

表 1 智利海啸走时模拟
Table 1 Chile tsunami travel time simulation

观测点	Juzhno - Kurlsk	Petropavlovsk	上海附近	香港附近
经纬度	44.01 N 145.9 E	53.0N 158.6E	31.3 122.0E	22.0N 114.0E
观测值(h)	22.00	20.50	29.5	26.7
计算值(h)	21.50	20.30	--	--

例二 从地质构造分析,菲律宾板块边缘地震引发的海啸会对我国沿海有较大影响。设其板块边缘一震中为 (22.7°N, 143.5°E), 海啸走时计算结果见图 3。

从图中可以看出,我国台湾面临浩瀚的太平洋东部海域,是我国最先遭到海啸袭击的地区。台湾南部到菲律宾群岛之间巴士海峡宽度较小,对太平洋海啸的传播的抑制作用较好,一定保护了我国的广州、香港等

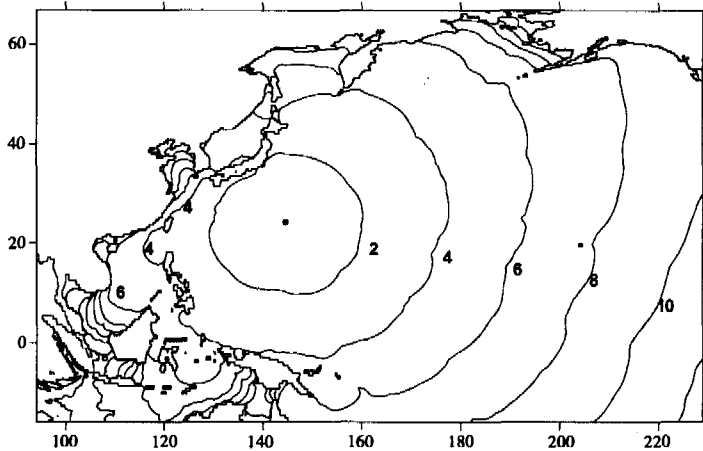


图 3 菲律宾板块边缘海啸模拟计算图

Fig.3 Tsunami simulation chart for Philippine Plate boundary

表 2 我国近海主要城市附近海域海啸到时
Table 2 Tsunami travel time for China costal cities

观测点	香港	厦门	福州	上海/杭州	青岛
经纬度	22.0N 114.2E	24.2 118.2	26 119.8	31.0 122.5	35.5 121.0
计算值/h	5.83	5.00	5.33	8.5	10.8
IASPE191 地震波走时/s	327	292	279	264	293

地;而我国的东海海域比较宽阔,虽然外部有日本的硫球群岛弧状分布,但岛屿比较小,对海啸的走时影响不大,海啸波就会长驱直入到达我国的第一大城市上海,长江三角洲面临的远洋海啸危险性要大于珠江三角洲。黄海海域由于朝鲜半岛的存在和海深较浅,海啸波会在到达上海地区之后继续北上,我国东海和黄海水深较浅,传播速度相对朝鲜海岸线速度要慢一些。当海啸到达胶州半岛时,渤海海峡的存在,再次改变了海啸的传播方向,海啸波会向着天津方向行进。此时的海啸能量经过越洋消耗,已经成为强弩之末,不会对京唐地区产生大的影响。从表 2 结果还可以看出,采用 ISPEAI91 方法计算的地震 P 波的走时远远小于海啸地震走时^[14],对于远洋海啸预警影响不是很大。

4 结语与讨论

本文通过海啸传播数值模型,分析、计算了设定地震下的我国海啸走时。海啸走时是海啸预警系统的重要组成部分,为了保证海啸预报的准确性,有必要进行大量的海啸数值模拟,建立一个海啸数值走时数据库。当一个真实海啸地震发生后,海啸预报系统能够快速搜索海啸走时数据库资料,选择近似的模拟结果,通过线性近似或插值方法,进行快速报警,这是基于数值模拟的新一代海啸预警系统的重要思想。

本文中的模型适合远洋海啸模拟,对于近海海啸,海洋深度变浅,波浪的非线性程度增加,非散射波的近似会产生误差,需要考虑更多因素,高阶的 Boussinesq 类型方程适合模拟海啸的非线性和散频性。

基于数值模拟的海啸走时计算的进一步工作会集中在以下几个方面:

(1) 海啸是罕遇事件,实际观测的海啸资料数据要比地震灾害资料少很多,这在一定程度上限制对数字海啸模型的方法的验证,加大了理论分析的难度,因此必要的水槽或水池实验将是海啸研究中验证数学模型的有力手段。

(2) 不均匀网格的计算方法的改进在一定程度上会提高计算效率。本文采用的计算网格在球坐标下是均匀的,为了减少计算时间,可以在海洋深处划分的网格大一些,在关心的区域的网格增加密度。

(3) 高精度的海洋深度数据会大大提高计算走时的准确性,但由于数据精度的提高,模型对计算机硬件的性能要求也越高,计算时间会大大增加,采用并行计算机将是必由之路。

(4) 在海啸预警中,更关心的一个参数是海啸到达后产生的涌浪高度,这个参数与海啸走时一起构成海啸预报的 2 个重要参数,借助数值预报模型在海啸到达之前计算涌浪并发布海啸警报,对于将遭受海啸灾难的公众来说是非常重要的,因此计算海啸涌浪对海岸的影响也将是海啸防灾减灾研究的一个重要方向。

参考文献:

- [1] Green R. The sweep of long water waves across the Pacific Ocean[J]. Australia Journal of Physics, 1961, 14: 120 ~ 128.
- [2] Zetler B D. Travel times of seismic sea waves to Honolulu[J]. Pacific science, 1947, 203(1): 185 ~ 188.
- [3] Shokin Y I, et al. Calculations of tsunami travel times charts in the Pacific Ocean (models, algorithms, techniques, results)[J]. Science of Tsunami Hazards, 1987, 5(2): 85 ~ 122.
- [4] Weissert T P. Tsunami travel time charts for the Caribbean[J]. Science Of Tsunami Hazards, 1990, 8(2): 67 ~ 78.
- [5] 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.
- [6] Shi F Y, et al. A fully nonlinear Boussinesq model in generalized curvilinear coordinates[J]. Coastal Engineering, 2001, 42: 337 ~ 358.
- [7] Imamura F, Shuto N, Goto C. Numerical simulations of the transoceanic propagation of tsunamis. Proc. 6th Congress Asian and Pacific Regional Division[C]. IAHR, Japan, 1988. 265 ~ 272.
- [8] Lynett P, Liu P. A numerical study of submarine landslide generated waves and runups. Proceedings of Royal Society of London[C]. London, 2002, 2885 ~ 2910.
- [9] 温瑞智, 公茂盛, 谢礼立. 海啸预警系统及我国海啸减灾任务[J]. 自然灾害学报, 2006, 15(3) (待发表)
- [10] John D A. Computational fluid dynamics - the basics with applications[M]. McGraw Hill, 1995.
- [11] Okada Y. Surface deformation to shear and tensile faults in a half - space[J]. Bulletin of the Seismological Society of America, 1985, 75(4): 1135 ~ 1154.
- [12] 刘昌森. 地震海啸及其对上海的影响[J]. 上海地质, 1992, 43(3): 10 ~ 18.
- [13] Mansinha L, Smylie D E. The displacement fields of inclined faults[J]. Bulletin of the Seismological Society of America, 1971, 61(2): 1433 ~ 1440.
- [14] neic.usgs.gov/neis/travel_times/compute_tt.html.