

地震海啸危险性概率分析的数值模型可靠性

宋昱莹¹, 温瑞智^{1, 2}, 任叶飞¹, 金波¹, 杨智博¹

(1. 中国地震局工程力学研究所 中国地震局地震工程与工程振动重点实验室,
黑龙江 哈尔滨 150080; 2. 防灾科技学院, 河北 三河 065201)

摘要: 随着地震危险性分析方法的成熟, 地震海啸危险性评价工作也逐渐展开, 并过渡为基于概率方法的危险性分析。对于没有足够历史海啸观测记录的地区, 基于数值模拟的分析方法来评价该地区的海啸危险性是一种有效方法。本文选取了2010年以来发生的五次典型海洋地震, 模拟海啸的产生和传播过程; 对比分析模拟结果与观测数据后得出两者比较一致, 从而验证了数值模型的可靠性, 为今后我国地震海啸危险性概率分析提供了可靠的数值方法。

关键词: 地震海啸; 地震海啸危险性概率分析; 数值模拟

中图分类号: P315.9

文献标识码: A

文章编号: 1673-8047(2013)04-0007-12

0 引言

近几十年随着地震危险性分析方法的成熟, 海啸危险性评价工作也开始逐渐转为基于概率方法的危险性分析(Probabilistic tsunami hazard analysis, PTHA), 该方法继承了现有成熟的地震危险性分析方法(Probabilistic seismic hazard analysis, PSHA), 其优点在于考虑了海啸的时间不确定性以及可能性^[1], 并最终得出某一给定海滨地区将来若干年内一定海啸波高值的超越概率。但由于海啸波与地震波传播过程不同, 海啸历史资料不完善等原因, 其具体实施步骤也不相同。如果某一场点有足够的历史海啸观测记录, 则可以十分方便地统计出该场点的海啸浪高年超越概率; 而对于那些没有足够历史海啸观测记录的地区, 只能采用基于数值模拟的分析方法来评价该地区的海啸危险性。俄罗斯的勘察加半岛附近的海啸记录可以追溯到3000年左右, 其统计的海啸回归周期为100年左右^[2]。1977年美国Houston等将概率方法与简单的地震发生模型结合计算了夏威夷群岛海啸浪高的发生频率^[3]。2007年刘迎春等运用基于数值模拟的概率分析

方法评价了中国南海沿岸地区的海啸危险性^[4]。我国有悠久的文字历史, 但与地质历史相比十分短暂, 而且我国的古海啸沉积研究处于起步阶段, 不能为概率方法提供可靠的地震海啸数据。因此只能采用基于数值模拟的分析方法来评价我国的地震海啸危险性。

数值模拟在地震海啸危险性分析中起到关键作用。本文模拟了2010年以来发生的五次地震海啸, 以验证数值模型的可靠性。

1 海啸危险性概率分析中的数值方法

地震海啸危险性概率分析方法思路来源于地震危险性分析方法^[5], 可借鉴地震危险性分析方法的定义, 将基于概率的地震海啸危险性分析方法定义为: 对于某一给定海滨地区, 要求给出将来若干年内一定海啸波高值的超越概率。地震危险性分析方法主要思路是基于Cornell在1968年提出的方法^{[6][7]}。地震危险性分析的基本步骤: (1) 划分地震带和潜在震源区; (2) 统计相关地震参数; (3) 产生地震随机样本并计算地震波衰减; (4) 计算地震年累积频率和超越概率。由于海啸波与地震波传播过程

收稿日期: 2013-11-25

基金项目: 国家自然科学基金(51278473); 环保部公益性行业科研专项(201209040)

作者简介: 宋昱莹(1989—), 女, 硕士研究生, 研究方向为工程地震。

通讯作者: 温瑞智(1968—), 男, 研究员, 博士, 研究方向为工程地震。

不同,海啸历史资料不完善等原因,其具体实施步骤也不相同。地震海啸危险性分析的基本步骤:(1)划分地震带和潜在地震海啸源区;(2)统计相关地震参数;(3)产生地震随机样本,数值模拟地震海啸并计算沿岸波高;(4)计算地震海啸波高年累积频率和超越概率,见下图 PSHA 与 PTHA 的对比^[8]:

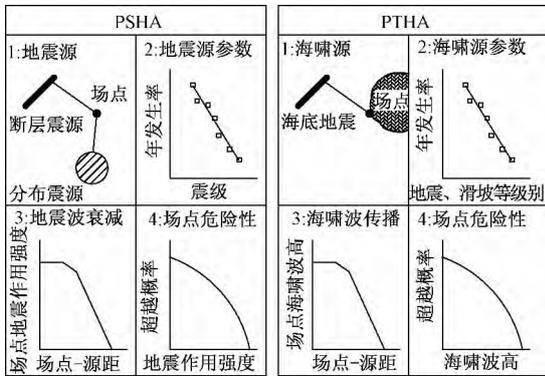


图 1 地震危险性分析与地震海啸危险性
概率分析对比

Fig. 1 The comparison of PSHA and PTHA

从图 1 中可以看出,PSHA 与 PTHA 最主要的区别在于地震波衰减和海啸波传播。地震波在地层中的传播过程中会有能量的衰减,目前国内已经发展了多种理论解释地震波衰减。而海啸的传播过程较为复杂:海啸波在大洋中传播时频散小,能量损失少;当海啸波传至近岸浅水区时,非线性对流以及底部摩擦影响加大,频散现象比较显著。因此难以寻求到类似地震动预测方程的简易形式,只能通过数值模拟来给出海啸的传播过程,这一过程是 PTHA 的关键所在。

2 地震海啸数值模型

海啸的数值模拟在地震海啸危险性分析中起到关键作用。在地震海啸数值模拟中经常用到基于浅水长波方程、Boussinesq 方程和完全非线性势流理论的模型,并通过有限差分等数值计算方法实现海啸数值模拟研究^[9-10]。目前随着计算机技术的发展,海啸数值模拟的方法也越来越普及,通过海啸数值模拟来进行海啸预警也成为近期发展的新方向。美国国家海洋和大气管理局(NOAA)目前主要使用南加利福尼亚大学研制的 MOST(Method of splitting tsunami) 进行海啸数值

模拟,并分析了海啸对阿拉斯加、加利福尼亚、夏威夷、俄勒冈和华盛顿州产生的影响。COMCOT(Cornell multi-grid coupled tsunami model)是康奈尔大学研制的海啸数值模拟软件。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,采用有限差分方法进行求解。考虑更高阶的 Boussinesq 方程来模拟海啸非线性和散频的康奈尔大学的 CULWAVE(Cornell University long and intermediate wave modeling package),以及德拉瓦大学的 FUNWAVE 已经被用来进行一些历史海啸的数值模拟。通用商业软件,如 ANSYS,FLUENT,ADINA,FEPC 等也可应用于开展海啸的数值模拟,但缺乏一定灵活性。以上部分程序也被应用到我国海啸数值模拟研究中,来验证历史地震海啸与成灾。数值模型具体涉及以下三部分内容:断层模型、传播数值模型和水深地形数字模型。

2.1 断层模型

断层模型主要利用海床位移量来估算地震引起的初始水面高度。目前常用的假设是:忽略断层破裂的复杂性、错位的多向性、破裂层厚度的可变性;假定地震发生错动的过程是一个很短的冲击过程,水面变动与地震引起的断层错动同时发生^[11]。

断层模型参数是模拟海啸产生过程的重要参数,一般包括震中纬度、经度、震源深度(断层顶部深度)、断层破裂面长度(L)、宽度(W)、平均滑移量(D)、走向角(θ)、倾角(δ)、滑移角(λ)等。

2.2 海啸传播数值模型

海啸波是一种频率介于潮波和涌浪之间的重力波^[12]。海啸波在深海区传播时,波长达到几十到几百千米,海啸波振幅远小于海啸波波长,因此海啸波被视为浅水长波,应运用考虑科氏力作用的线性浅水长波方程进行计算。当海啸波传播到近岸区时,水深逐渐变浅,波速急剧下降,波长骤减,波幅骤增,线性浅水长波方程不再适用;同时,非线性对流项以及底部摩擦项的影响显著,应运用含有底部摩擦项的非线性浅水方程。针对上述海啸传播特性,本文选取由美国康奈尔大学研究开发的 COMCOT 多网格海啸模型作为数值模拟的模型。

当海啸波传播到近岸区域后由于水深急剧变

浅,水体波动特性受到地形影响而改变,主要表现为其传播方向、海啸高度以及剖面形状都随之变化^[13]。因此要了解近岸区海啸波浪细节,又要节省计算资源和时间,计算时就应针对大的计算区域和需要重点关注的区域分别选用不同分辨率的网格设置:外层大区域模拟海啸在深海中的传播,使用分辨率低的大网格;内层在不同近岸区域再嵌套分辨率高的子网格。这样一种网格结构就称为多层嵌套网格系统^[14]。在 COMCOT 模型中,最多可以定义四层网格,每层中又可设置四个子网格,不同网格可以根据水深和其分辨率选用不同的浅水波方程(线性/非线性),使用不同的坐标系(直角坐标系/球坐标系),设置不同的时间步长,以及不同比例大小的水深地形资料。在网格嵌套模式运行的过程中,所有层网格的物理变量计算都是同时进行的,这使得计算精度和计算效率能够兼顾。

2.3 水深地形数字模型

海啸波由大洋传播至近岸区域时,受到水深变化和岸线几何形态的影响,会有海啸爬高的现象发生,这也是沿海地区海啸致灾的主要原因之一。因此,沿海地区水深地形数字模型是地震海啸危险性分析的重要输入资料。

3 地震海啸数值模拟

本节将对 2010 年以来发生的五次地震海啸进行数值模拟,对比分析模拟结果与观测数据。计算区间网格设置均选取三层嵌套网格。水深地形数据为分辨率为 30 s 的全球水深地形数字模型(University of California, San Diego, UCSD);当网格尺寸小于 30 s 时,对 30 s 数据进行线性插值。

3.1 2010 年 2 月 27 日 智利地震海啸

国际协调时间(UTC)2010 年 2 月 27 日 6 时 34 分 14 秒,智利中南部马乌莱附近海域(35.909°S,72.733°W)发生 M_w 8.8 级地震,震源深度 30 km。根据美国地质调查局(U. S. Geological Survey, USGS)的中心矩张量解(Centroid moment tensor solution)可知,这场地震断层破裂面位态: $\theta = 14^\circ$, $\delta = 19^\circ$, $\lambda = 104^\circ$;根据日本气象厅的经验公式计算断层破裂面的长、宽及平均滑移量分别为: $L = 316$ km, $W = 158$ km, $D = 15.85$ m。计算区间嵌套网格设置见表 1 及图 2,图 2 中标五星处为震源位置:

计算结果包括初始位移场、各时刻的海啸波高分布、近海最大增水分布,见图 3~图 5:

表 1 网格设置
Tab. 1 Grid Settings

网格	第一层	第二层	第三层
区间	45° ~ 15°S 265° ~ 295°W	38° ~ 34°S 285° ~ 289°W	37.5° ~ 36.5°S 286° ~ 287°W
分辨率	3'	30"	6"
坐标系	球坐标	球坐标	球坐标
线性/非线性	线性	非线性	非线性
时间步长	6 s	1.2 s	0.3 s
底部摩擦	无	有(0.013)	有(0.013)

由图 5 海啸静水面垂直最大值分布图可看出,计算区域(智利比奥比奥大区西海岸)的最大浪高达到 18 m,近岸区域最大浪高普遍在 5~10 m 之间。美国国家海洋和大气管理局(NOAA)的国家地球物理数据中心(NGDC)记载了本次地震海啸的爬高记录。对场点的爬高观测数据和模拟结果进行对比后发现,观测数据与模拟结果较一致,见表 2:

本次地震引发的高达数米的海啸波袭击了智利西海岸,造成严重破坏;随后环太平洋的数十个

表 2 爬高观测数据与模拟结果的对比
Tab. 2 Comparison of observation data and simulation data

场点经纬度		观测值(m)	计算值(m)
37.23803°S	73.32371°W	4.2	4.7
36.69719°S	73.10847°W	7.2	6.9
36.69736°S	73.1077°W	6.1	5.9
37.19454°S	73.56306°W	7.5	8.7
37.19128°S	73.56817°W	9.8	8.5
36.63815°S	73.09246°W	13.3	13.5
37.22565°S	73.43697°W	5.9	5.8
37.24016°S	73.42801°W	7.2	6.8

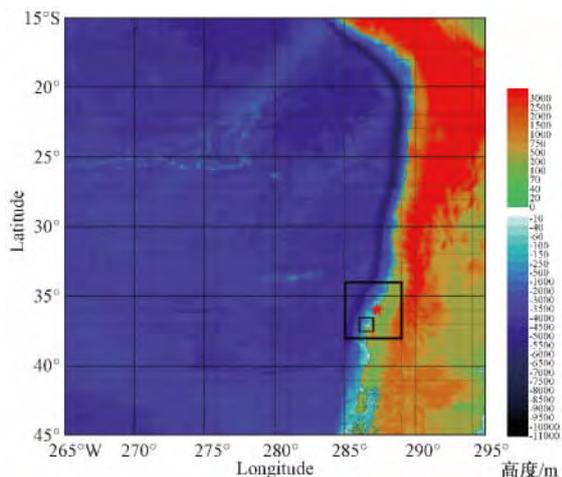


图 2 模拟区间地形和网格设置
 Fig. 2 Simulated topography and grid settings

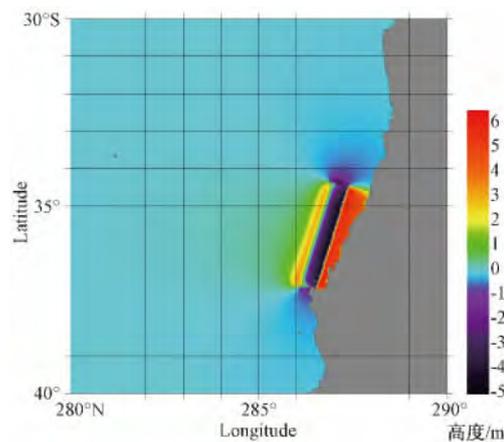


图 3 海啸初始条件模拟计算结果
 Fig. 3 Tsunami initial conditions

国家和地区陆续监测到了强震引发的越洋海啸。在 2010 年智利地震发生后,作者参与海啸的现场考察工作。智利的托梅小城(Tome)紧邻海岸线,

距震中 55 km,位于(36.617°S,72.95°W)的场点记录到 8.6 m 的浪高。图 6 为托梅海边 50 m 受到冲洗的一栋建筑以及远离海边约 500 m 观测到的爬高迹线。

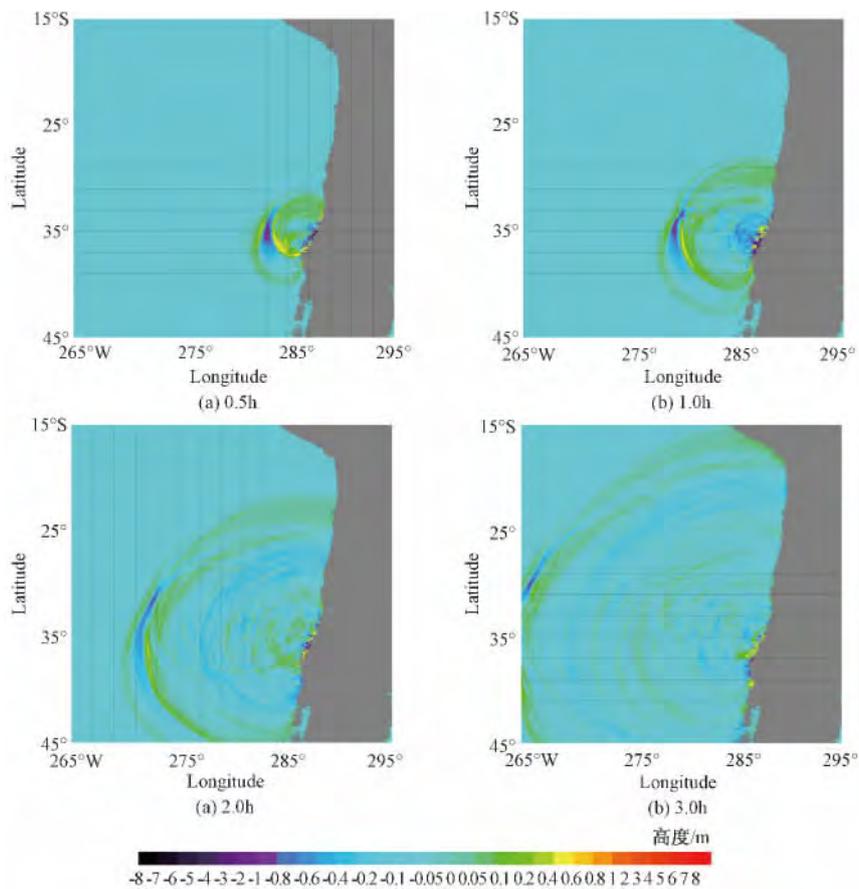


图 4 海啸静水面垂直位移分布图
 Fig. 4 Distribution of vertical displacement of water surface above still water level

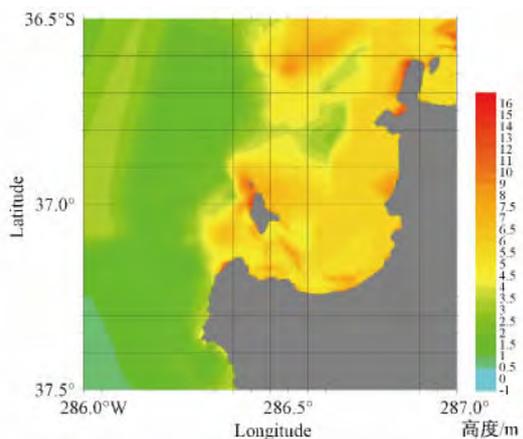


图 5 海啸静水面垂直位移最大值分布图
Fig.5 Distribution of maximum vertical displacement

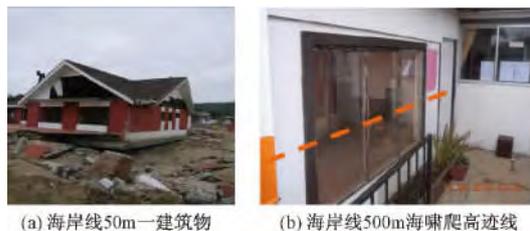


图 6 2010 年 2 月 27 日智利托梅海滨海啸破坏
Fig.6 Tsunami damage in Tome , Chile

3.2 2012 年 4 月 11 日 印度尼西亚海啸
国际协调时间(UTC) 2012 年 4 月 11 日 8 时 38 分 37 秒 ,印度尼西亚北苏门答腊西部海域

(2.311°N 93.063°E) 发生 M_w 8.6 级地震 ,震源深度 34.7 km。根据美国地质调查局(USGS)的 Wphase 矩张量解 (WPhase moment tensor solution) 可知 ,这场地震断层破裂面位态: $\theta = 199^\circ$ $\delta = 80^\circ$ $\lambda = 3^\circ$; 计算得断层破裂面的长、宽及平均滑移量分别为: $L = 251$ km $W = 126$ km $D = 12.6$ m。计算区间嵌套网格设置见表 3 及图 7 图 7 中标五星处为震源位置:

表 3 网格设置
Tab.3 Grid settings

网格	第一层	第二层	第三层
区间	5°S ~ 25°N 75° ~ 105°E	3° ~ 5°N 94° ~ 97°E	3.7° ~ 4.7°N 95.7° ~ 96.7°E
分辨率	3'	30"	6"
坐标系	球坐标	球坐标	球坐标
线性/非线性	线性	非线性	非线性
时间步长	6 s	2 s	0.4 s
底部摩擦	无	有(0.013)	有(0.013)

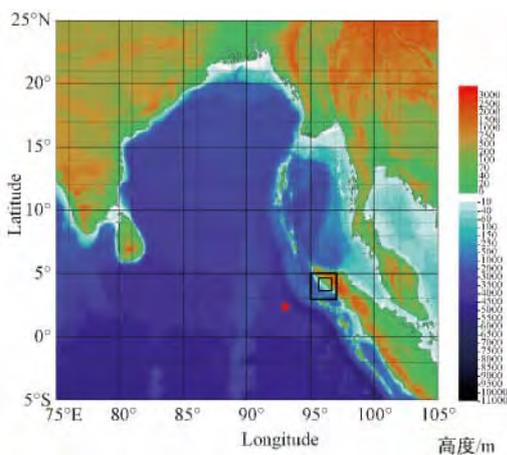


图 7 模拟区间地形和网格设置
Fig.7 Simulated topography and grid settings

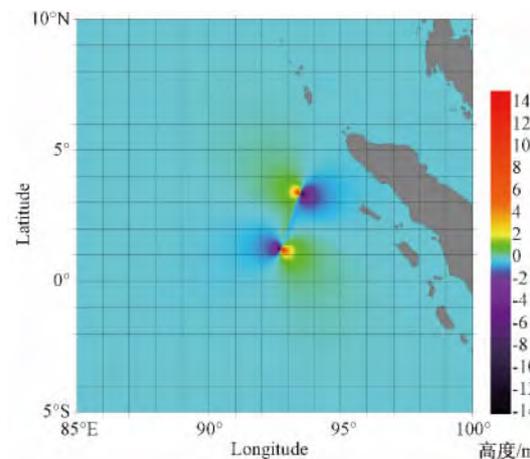


图 8 海啸初始条件模拟计算结果
Fig.8 Tsunami initial conditions

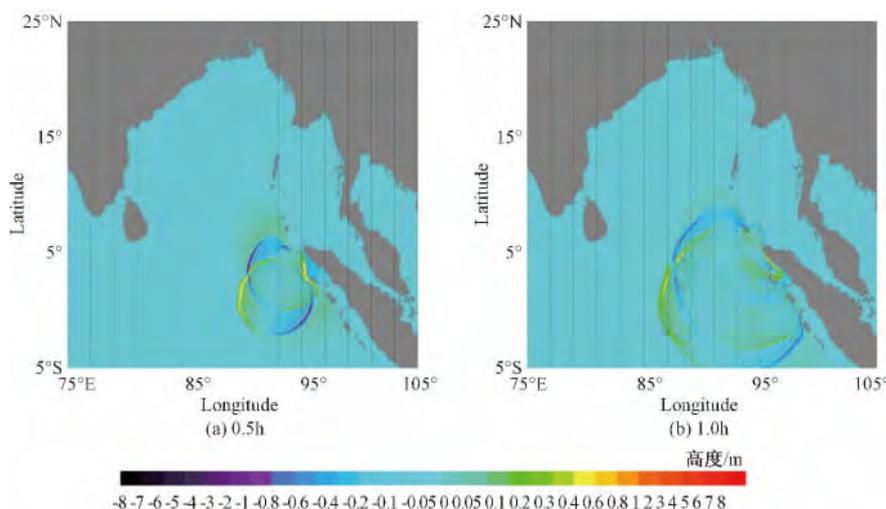


图 9 海啸静水面垂直位移分布图

Fig. 9 Distribution of vertical displacement of water surface above still water level

计算结果包括初始位移场、各时刻的海啸波高分布、近海最大增水分布,见图 8 ~ 图 10:

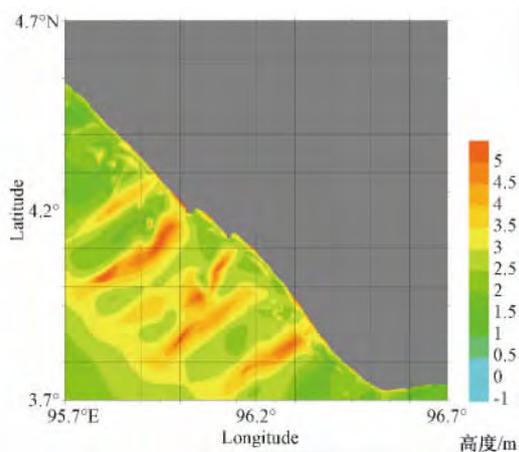


图 10 海啸静水面垂直位移最大值分布图

Fig. 10 Distribution of maximum vertical displacement

由图 10 可看出,计算区域(印尼亚齐省南部沿海地区)的最大浪高为 5 m,近岸区域最大浪高大多在 3 m 以下,模拟的海啸规模较小。美国国家海洋和大气管理局(NOAA)的国家地球物理数据中心(NGDC)记载了本次地震海啸的爬高记录。对场点的爬高观测数据和模拟结果进行对比,见表 4:

此次地震在震源周围数百公里范围内引发了区域海啸。地震发生后,波高为 1 - 2 m 的小型海啸到达亚齐省,所幸并未造成严重人员伤亡和经济损失,这也与计算结果相吻合。

表 4 爬高观测数据与模拟结果的对比

Tab. 4 Comparison of observation data and simulation data

场点经纬度	观测值(m)	计算值(m)
4. 129°N 96. 129°E	1. 08	2. 25

2004 年 12 月 26 日,同一海域发生了 $M_w 9.1$ 级强烈地震,地震引发的大海啸对印度洋沿岸国家造成巨大人员伤亡和经济损失,观测到的海啸最大波高达到 33 m。为什么两次发生在同一区域的地震规模相近,引发的海啸规模却差距较大呢?同一海域的两次地震的震级大小相近时,海啸的产生与断层破裂面的倾角和滑移角密切相关,这两个参数直接影响到海床的垂直向变形。2004 年地震的震源错动方式(Harvard 矩张量解)为断层面走向角 329° 、倾角 8° 、滑移角 110° ,这表明断层两盘几乎是垂直相互运动,此次地震是直下型地震;地震使海底发生激烈的上下方向的位移,使其上巨大海水水体产生猛然的上升或者下沉,并产生波动。2012 年地震的震源错动方式(Wphase 矩张量解)为断层面走向角 199° 、倾角 80° 、滑移角 3° ,此次地震是走滑型地震;断层两盘几乎是水平相互运动的,只有少量的水体产生升降变化。

3.3 2012 年 8 月 31 日 菲律宾地震海啸

国际协调时间(UTC)2012 年 8 月 31 日 12 时 47 分 34 秒,菲律宾群岛附近海域($10. 827^\circ N$,

126.677°E) 发生 M_w 7.6 级强烈地震,震源深度 34.7 km。根据美国地质调查局(USGS)的 Wphase 矩张量解(WPhase moment tensor solution)可知,这场地震的断层破裂面位态为: θ

$= 346^\circ$ $\delta = 46^\circ$ $\lambda = 64^\circ$; 计算得断层破裂面的长、宽及平均滑移量分别为: $L = 79$ km, $W = 40$ km, $D = 4.0$ m。计算区间嵌套网格设置见表 5 及图 11,图 11 中标五星处为震源位置:

表 5 网格设置

Tab.5 Grid settings

网格	第一层		第二层		第三层	
区间	5°S ~ 25°N	120° ~ 150°E	6° ~ 8°N	125° ~ 127°E	6.5° ~ 7.5°N	125.5° ~ 126.5°E
分辨率	3'		30"		6"	
坐标系	球坐标		球坐标		球坐标	
线性/非线性	线性		非线性		非线性	
时间步长	6s		1.2s		0.3s	
底部摩擦	无		有(0.013)		有(0.013)	

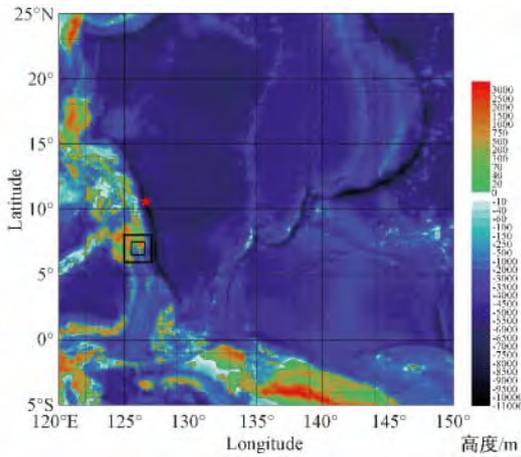


图 11 模拟区间地形和网格设置
Fig.11 Simulated topography and grid settings

计算结果包括初始位移场、各时刻的海啸波高分布、近海最大增水分布,见图 12 ~ 图 14:

由图 14 可看出,计算区域(菲律宾达沃省)的最大浪高仅为 0.46 m,近岸区域最大浪高大多在 0.2 m 以下,模拟的海啸规模非常小。美国国家海洋和大气管理局(NOAA)的国家地球物理数据中心(NGDC)记载了本次地震海啸的爬高记录。对场点的爬高观测数据和模拟结果进行对比后发现,观测数据与模拟结果较一致,见表 6:

地震发生后,太平洋海啸预警中心最初对菲律宾、印尼、中国台湾地区、日本、关岛、北马里亚纳与巴布亚新几内亚等地发布了海啸预警,随后又解除了对大部分地区的海啸预警。本次海啸规

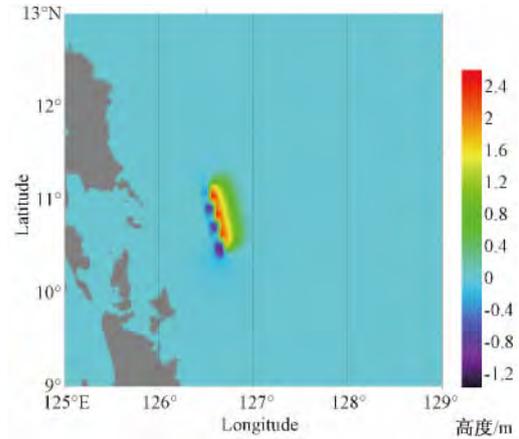


图 12 海啸初始条件模拟计算结果
Fig.12 Tsunami initial conditions

模较小,并未造成人员伤亡和经济损失,这也与计算结果相吻合。

表 6 爬高观测数据与模拟结果的对比

Tab.6 Comparison of observation data and simulation data

场点经纬度	观测值(m)	计算值(m)
7.083°N 125.633°E	0.09	0.05

3.4 2012 年 10 月 28 日 加拿大地震海啸

国际协调时间(UTC)2012 年 10 月 28 日 3 时 4 分 9 秒,位于加拿大西部临太平洋的夏洛特群岛(52.742°N,132.131°W)发生 M_w 7.7 级强烈地震,震源深度 15km。根据美国地质调查局(USGS)的中心矩张量解(Centroid moment tensor

solution) 可知这场地震断层破裂面位态为: $\theta = 320^\circ$ $\delta = 29^\circ$ $\lambda = 111^\circ$; 计算得断层破裂面的长、宽及平均滑移量分别为: $L = 89 \text{ km}$ $W = 45 \text{ km}$ $D = 4.5 \text{ m}$ 。计算区间嵌套网格设置见表 7 及图

15, 图 15 中标五星处为震源位置; 计算结果包括初始位移场、各时刻的海啸波高分布、近海最大增水分布, 见图 16 ~ 图 18:

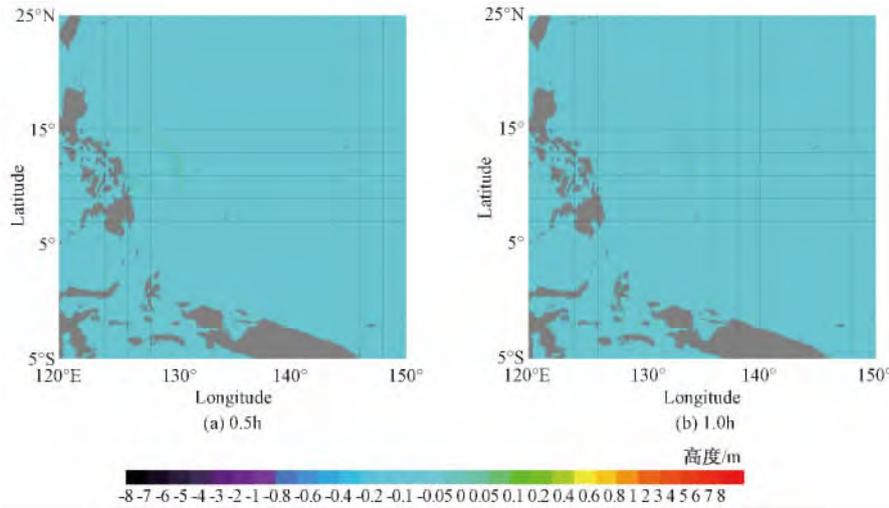


图 13 海啸静水面垂直位移分布图

Fig. 13 Distribution of vertical displacement of water surface above still water level

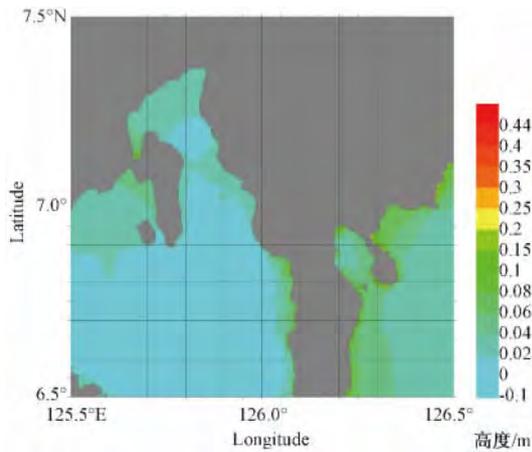


图 14 海啸静水面垂直位移最大值分布图

Fig. 14 Distribution of maximum vertical displacement

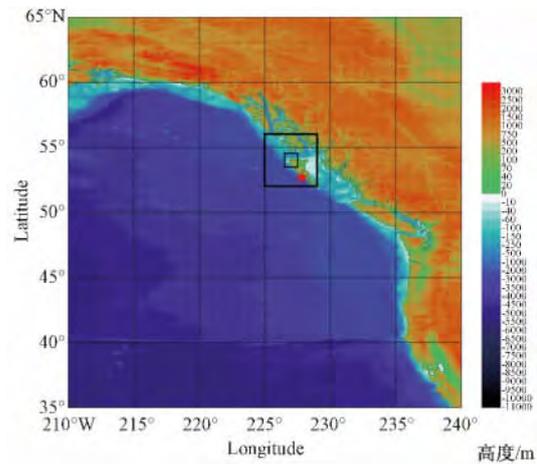


图 15 模拟区间地形和网格设置

Fig. 15 Simulated topography and grid settings

表 7 网格设置

Tab. 7 Grid settings

网格	第一层	第二层	第三层
区间	35° ~ 65°N 210° ~ 240°W	52° ~ 56°N 225° ~ 229°W	53.5° ~ 54.5°N 226.5° ~ 227.5°W
分辨率	3'	30"	6"
坐标系	球坐标	球坐标	球坐标
线性/非线性	线性	非线性	非线性
时间步长	3s	1s	0.2s
底部摩擦	无	有(0.013)	有(0.013)

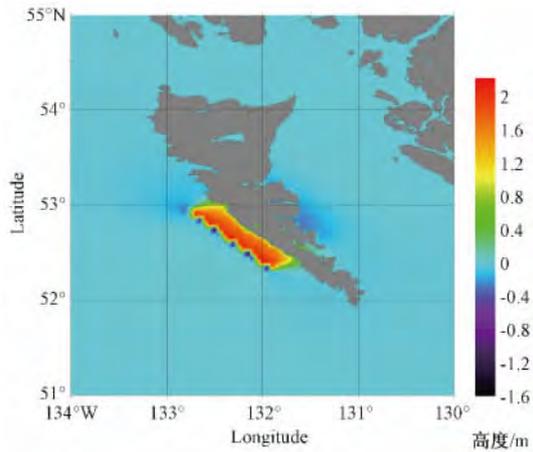


图 16 海啸初始条件模拟计算结果
Fig. 16 Tsunami initial conditions

由图 18 可看出,计算区域(加拿大格雷厄姆岛)的最大浪高为 2.1 m,近岸区域最大浪高大多在 1 m 以下。模拟的海啸规模较小。美国国家海洋和大气管理局(NOAA)的国家地球物理数据中心(NGDC)记载了本次地震海啸的爬高记录。对场点的爬高观测数据和模拟结果进行对比,见表 8:

地震引发的海啸波及了北美洲西海岸,但由于海啸规模较小,并未造成人员伤亡和经济损失,这也与计算结果相吻合。

3.5 2013 年 2 月 6 日 所罗门群岛地震海啸

国际协调时间(UTC)2013 年 2 月 6 日 1 时 12 分 27 秒,圣克鲁斯群岛附近海域(10.738°S, 165.138°E)发生 M_w 8.0 级强烈地震,震源深度

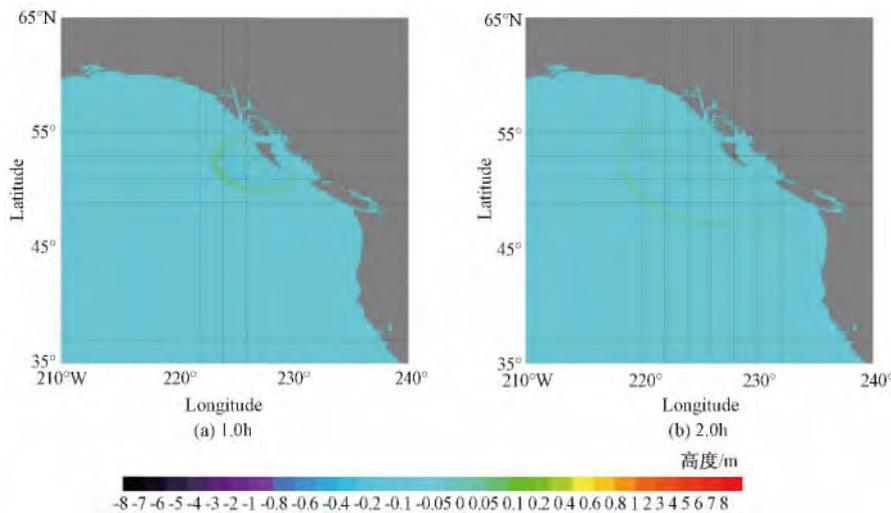


图 17 海啸静水面垂直位移分布图

Fig. 17 Distribution of vertical displacement of water surface above still water level

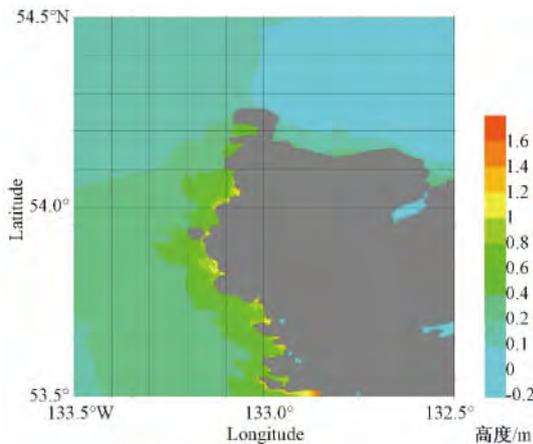


图 18 海啸静水面垂直位移最大值分布图
Fig. 18 Distribution of maximum vertical displacement

表 8 爬高观测数据与模拟结果的对比

Tab. 8 Comparison of observed data and simulated data

场点经纬度	观测值(m)	计算值(m)
54. 192°N 133. 003°W	0. 26	0. 24
54. 25°N 133. 03333°W	0. 34	0. 30

32 km。根据美国地质调查局(USGS)的中心矩张量解(Centroid moment tensor solution)可知,这场地震的断层破裂面位态为: $\theta = 311^\circ$, $\delta = 28^\circ$, $\lambda = 68^\circ$; 计算得断层破裂面的长、宽及平均滑移量分别为: $L = 126$ km, $W = 63$ km, $D = 6.3$ m。计算区间嵌套网格设置见表 9 及图 19,图 19 中标五星处为震源位置; 计算结果包括初始位移场、各时刻的海啸波高分布、近海最大增水分布,见图 20 ~ 图 22:

表 9 网格设置
Tab.9 Grid settings

网格	第一层	第二层	第三层
区间	17°S ~ 13°N 150° ~ 180°E	12° ~ 9°S 164° ~ 167°E	11° ~ 10°S 165.5° ~ 166.5°E
分辨率	3'	30"	6"
坐标系	球坐标	球坐标	球坐标
线性/非线性	线性	非线性	非线性
时间步长	6s	1.5s	0.3s
底部摩擦	无	有(0.013)	有(0.013)

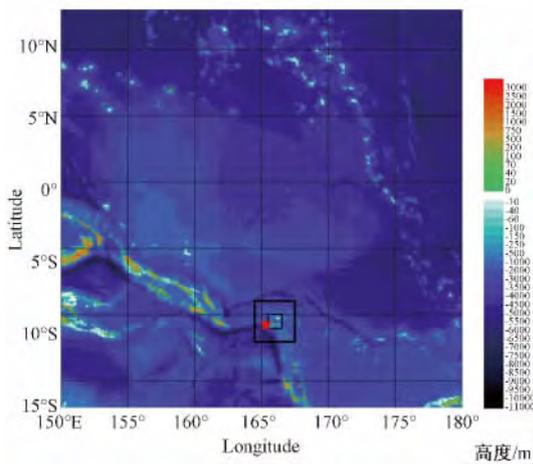


图 19 模拟区间地形和网格设置
Fig.19 Simulated topography and grid settings

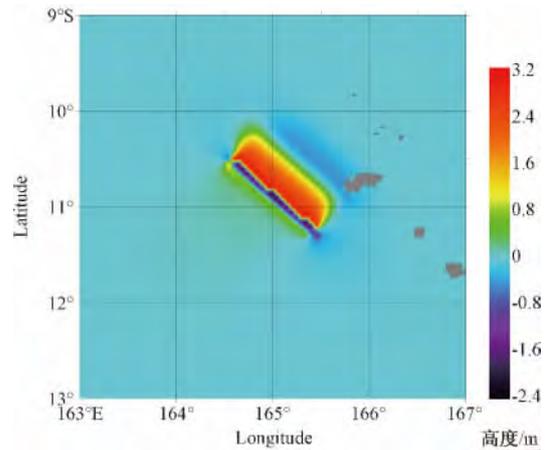


图 20 海啸初始条件模拟计算结果
Fig.20 Tsunami initial conditions

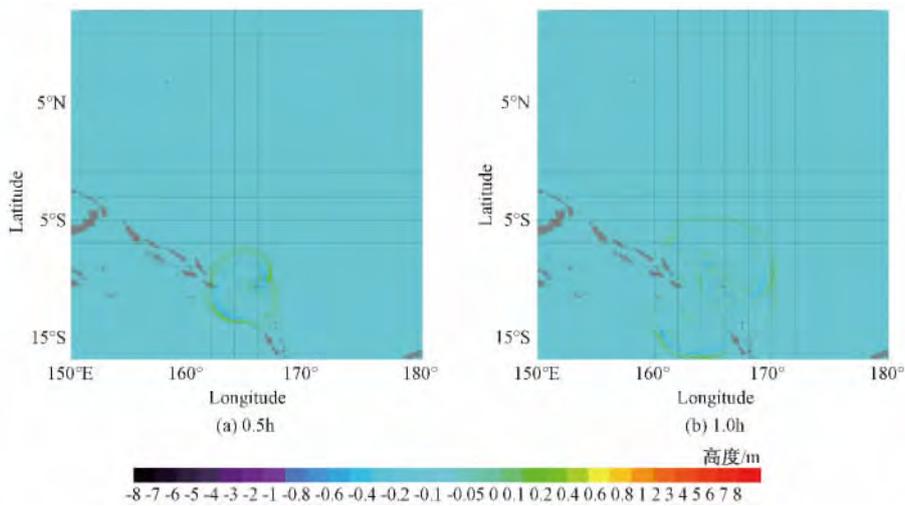


图 21 海啸静水面垂直位移分布图
Fig.21 Distribution of vertical displacement of water surface above still water level

由图 22 可看出,计算区域(所罗门群岛圣克鲁斯岛)的最大浪高为 5 m 近岸区域最大浪高大

多为 1 ~ 2 m。美国国家海洋和大气管理局 (NOAA) 的国家地球物理数据中心(NGDC)记载

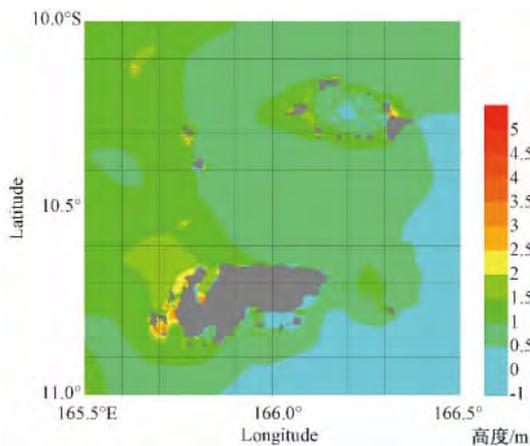


图 22 海啸静水面垂直位移最大值分布图
 Fig. 22 Distribution of maximum vertical displacement

了本次地震海啸的爬高记录。对场点的爬高观测数据和模拟结果进行对比后发现,观测数据与模拟结果较一致,见表 10:

表 10 爬高观测数据与模拟结果的对比
 Tab. 10 Comparison of observation data and simulation data

场点经纬度	观测值(m)	计算值(m)
10. 721°S 165. 808°E	1. 0	1. 3
10. 72167°S 165. 79982°E	1. 5	1. 7
10. 7247°S 165. 7866°E	3. 0	3. 3

太平洋海啸预警中心在地震后发布海啸预警,此次地震可能引发“破坏性海啸”。随后地震引发的海啸袭击了圣克鲁斯岛西部地区,1 m 高的海啸摧毁了大约 50 栋房屋。

4 结论

本文数值模拟了 2010 年以来发生的五次地震海啸,数值模拟结果与观测数据比较一致,充分说明目前的数值模拟技术比较成熟,可应用到我国地震海啸危险性概率分析中。

对于 PTHA 中的不确定性分析,也可以基于以上较成熟的数值方法。可选取典型的地震海啸观测记录,通过对不同精度的数据网格计算,比较其与实际记录结果的离散性;地震海啸的产生与断层破裂面的倾角和滑移角密切相关,直接影响到海床的垂直向变形,选取按照一定范围变化的倾角和滑移角比较其离散性;地震海啸的产生大

小也与断层破裂面滑移量密切相关,采用倾角和滑移角不确定性分析思路,对模型的滑移量,按照一定范围变化比较其离散性;最终可给出我国沿海不同水准下的 PTHA 超越概率。

参考文献

[1] 温瑞智,任叶飞,李小军,等. 我国地震海啸危险性概率分析方法 [J]. 华南地震,2011,31(4): 1-13.

[2] Kurkin A A, Pelinovskii E N, Choi B H, et al. A Comparative Estimation of the Tsunami Hazard for the Russian Coast of the Sea of Japan Based on Numerical Simulation [J]. Oceanology C/C of Okeanologiya,44: 163-172.

[3] Houston J R, Carver R D, Markle D G. Tsunami-wave elevation frequency of occurrence for the Hawaiian Islands. [R] U. S. Army Corps of Engineers Waterways Experiment Station Technical Report H-77-16,1977.

[4] Liu Y, Santos A, Wang S M, Shi Y S, et al. Tsunami hazards along Chinese coast from potential in South China Sea [J]. Physics of the Earth and Planetary Interiors,2007 163(1-4): 233-244.

[5] Eric L Geist and Tom Parsons. Probabilistic Analysis of Tsunami Hazards [J]. Natural Hazards,2006 37(3): 277-314.

[6] Cornell C A. Engineering seismic risk analysis [J]. Buletin of the Seismological Society of America, 1968,58(5): 1583-1606.

[7] 胡聿贤. 地震安全性评价技术教程 [M]. 北京:地震出版社,1999.

[8] Gaye L Downes, Mark W Stirling. Groundwork for development of a probabilistic tsunami hazard model for New Zealand [C]. ITS 2001 Proceedings, Session 1, Number 1-6:292-301.

[9] 祝会兵,于颖,戴世强. 海啸数值计算研究进展 [J]. 水动力学研究与进展,2006,A 辑,21(6): 714-723.

[10] 姚远,蔡树群,王盛安. 海啸波数值模拟的研究现状 [J]. 海洋科学进展,2007,25(4): 487-494.

[11] 任叶飞. 基于数值模拟的我国地震海啸危险性分析研究 [D]. 哈尔滨:中国地震局工程力学研究所,2007.

[12] 魏柏林,陈玉桃. 地震与海啸 [J]. 华南地震,2005,25(1): 43-49.

[13] 于福江,王培涛,赵联大,等. 2010 年智利地震

- 海啸数值模拟及其对我国沿海的影响分析[J]. 地球物理学报, 2011, 54(4): 918-925.
- [14] 潘文亮, 王盛安. COMCOT 数值模式的介绍和应用[J]. 海洋预报, 2009, 26(3): 45-52.

Numerical Simulation in Probabilistic Tsunami Hazard Analysis

Song Yuying¹, Wen Ruizhi^{1,2}, Ren Yefei¹, Jin Bo¹, Yang Zhibo¹

- (1. *Key Laboratory of Earthquake Engineering and Engineering Vibration, Institute of Engineering Mechanics, Harbin 150080, China;*
2. *Institute of Disaster Prevention, Sanhe 065201, China*)

Abstract: With the development of probabilistic seismic hazard analysis (PSHA), tsunami hazard analysis method has gradually practiced and turned to probabilistic tsunami hazard analysis (PTHA). Especially for the areas lack of the historical tsunami data, the numerical simulation method is the best effective way to evaluate the tsunami hazard. In this paper, we set up 5 tsunami numerical models which occurred after 2010, and the results show numerical data matches the observation data and damages well. The reliability of the numerical model then could be applied for probabilistic tsunami hazard analysis in China.

Keywords: seismic tsunam; PTHA; numerical simulation