

2011年3月11日日本地震海啸数值模拟

景惠敏^{①②}, 张怀^②, 吴忠良^{②③}, YUEN David A.^{②④⑤}, 石耀霖^②

① 宁波大学机械工程与力学学院, 宁波 315211;

② 中国科学院计算地球动力学重点实验室, 北京 100049;

③ 中国地震局地球物理研究所, 北京 100081;

④ Department of Geology and Geophysics, University of Minnesota, Twin Cities, MN 55455-0219, USA;

⑤ Minnesota Supercomputing Institute, University of Minnesota, Minneapolis, MN 55455, USA

E-mail: huiminjing@gmail.com

2012-02-14 收稿, 2012-04-20 接受

国土资源部行业基金地壳深部探测项目(SinoProbe-07)、国家重点基础研究发展计划(2008CB425701)、国家高技术研究发展计划(2010AA012402)和宁波大学王宽诚幸福基金资助

摘要 为了有效利用数值模拟的方法来更好的预测海啸, 利用美国国家地质调查局(US Geological Survey, USGS)给出的震源机制及断层参数, 对日本仙台地震海啸进行数值模拟, 运用模拟结果对沿岸海啸灾害分布进行分析, 以期给出更为合理的海啸预警方案. 数值模型由震后表面变形模拟和基于二维浅水波方程的海啸传播程序两部分组成, 模拟结果表现了海啸传播过程的特征, 与岸边观测点对于海啸到达时间及波高的记录基本吻合. 使用该模型在地震发生后对于海啸到达的地区及其波高进行预测, 可以给出更准确的海啸预警, 降低海啸对人类造成的损失.

关键词

地震海啸
数值模拟
海啸预警

北京时间 2011 年 3 月 11 日 13 时 46 分, 日本东北地区宫城县东部海域发生了里氏 9.0 级大地震, 由于地震发生在距离岸边约 70 km 的海底, 在仙台市岸边引发约 10 m 高的海啸(http://www.jma.go.jp/en/tsunami/observation_04_20110313180559.html), 造成了巨大破坏. 地震发生之后, 太平洋沿岸近二十几个国家和地区发布了海啸预警(<http://ptwc.weather.gov/>), 造成了很大的恐慌. 自 2004 年印度洋大海啸发生至今, 人们逐渐重视对于海啸的数值模拟研究. 我国由于历史海啸危险性较小, 在海啸研究方面起步较晚, 但也取得了很大的进展, 例如国家海洋局海洋环境预报中心的于福江等建立了 CTTT(China Tsunami travel time model)海啸传播预警模型, 并将此模型应用于考察 2010 年智利海啸对于中国的影响^[1].

海啸是一种海洋重力波, 由海底的地震或其他地质过程例如火山喷发或滑坡等引起^[2]. 海啸地震大多发生在大的板块运动的海沟区域和新的折叠的地壳带上. 大多数海啸是由浅源地震引发的, 因此多沿

板块消减带分布^[3]. 近期的一些海啸(如 2004 年苏门答腊海啸; 2010 年智利海啸; 2011 年日本海啸)表明, 对全球海洋盆地提供精确及时的海啸预警是必要的. 空间对海观测技术和超大规模数值模型技术的飞速发展使基于数值预测模型的海啸预警系统建设成为可能, 国内外众多研究人员基于此建立了很多种海啸传播和冲岸的数值模型^[4,5], 但这些模型实际应用起来还存在着问题和挑战. 为了加深对海啸的认识以降低其对人类带来的伤害, 我们对此次日本海啸进行了数值模拟, 以此对我们的数值模型进行验证和进一步的修正, 以期将来能够及时而准确地做出海啸预警.

1 地震海啸的数值模型

1.1 海啸传播过程模拟

海啸的模拟大多建立在二维空间的长波近似的基础上, 二维线性长波(linear long-wave, LLW)方程

因其有效性被广泛地应用于模拟海啸的传播^[6]。它们常被用来推导海啸的格林函数以估计沿地震断层的滑移分布或是初始的海啸分布^[7,8]。在对于以往的海啸灾害的评估以及未来大地震可能导致的海啸灾害的预测等研究中同样被广泛的应用^[9,10]。传统的海啸模拟中所用到的浅水波方程中的质量守恒方程或称为连续性方程如下:

$$\frac{\partial h}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x}[(h-h_B)u] + \frac{\partial}{\partial y}[(h-h_B)v] = 0, \quad (1)$$

其中, $h(x, y, t)$ 表示海水的自由表面; $h_B(x, y)$ 表示海底地形; u, v 分别为水平面上沿 x, y 方向的速度。浅水波方程中的动量守恒方程如下:

$$\rho \left(\frac{D\bar{U}}{Dt} + 2\bar{\Omega} \times \bar{U} \right) = -\rho \bar{g} \nabla h, \quad (2)$$

其中 ρ 表示密度, \bar{U} 表示速度矢量, $\bar{\Omega}$ 为角速度, \bar{g} 为重力加速度。二维浅水波方程模型可以提供足够的数值模拟精确度相对少的存储空间和计算时间, 因此常被用来模拟海啸的传播, 这种方法被广泛应用在国际上主要的海啸模型中, 如 MOST^[11], TUNAMI^[12] 以及 COMCOT^[13]。由日本东北大学 (Tohoku University) 的 Imamura F. 为 UNESCO TIME Project 开发的 TUNAMI 程序, 运用交错网格和蛙跳格式的有限差分方法来求解方程。由于其模型相对简单, 且对其他研究者开放源代码, TUNAMI 模型被很多人应用于海啸的模拟研究。Yalciner 等人^[14]对 2004 年印度洋海啸的实地考察数据与 TUNAMI-N2 模型的模拟结果作过比较, 得到了较好的结果。本文核心计算部分采用经过了广泛验证的 TUNAMI-N1 计算程序, 改进了模型的前处理过程, 实现了实际地形数据的便捷的输入方式, 借此将计算规模由几万网格提高至几百万最高可达到 9000000 网格, 而模型网格的分辨率也由几千米提高到几百甚至几十米。此外, 对于远场海啸来讲, 断层破裂过程的影响比较小, 使用简单的平均位错模型即可以满足要求, 而此次日本海啸的震源距离岸边很近, 需要考虑其影响, 因此对模型的海啸源产生机制进行了改进, 由原来的瞬时的平均位错模型增加到可以添加不同时间不同位置破裂的断层模型; 在结果的后处理中实现了更为直观的可视化结果。

1.2 海啸的初始条件: 震后表面形变计算

在地震发生后, 国际上不同的研究机构迅速在

网站上发表了断层破裂过程的初步结果, 包括美国国家地震信息中心 (National Earthquake Information Center, NEIC)^[15], 美国国家地质调查局 (USGS)^[16], 中国地震局地球物理研究所^[17], 中国科学院地质与地球物理研究所^[18] 以及日本国土地理院 (Geospatial Information Authority of Japan, GSI)^[19] 等等, 他们提出的滑移分布以及断层的破裂过程各不相同。我们针对不同的震源机制分别建立了有限断层模型, 并对各自的海啸模拟结果进行了对比, 发现平均位错模型可以得到和实际观测值最为接近的结果。因此本研究中采用了平均位错模型的结果, 该模型依据 USGS 发表的震源机制 (http://earthquake.usgs.gov/earthquakes/eqinthenews/2011/usc0001xgp/neic_c0001xgp_wmt.php), 参考 Gavin Hayes 通过数值模拟的方法得出的地震在滑移面上的位错分布 (Finite Fault Model Preliminary Result of the March 11, 2011 M_w 8.9 Earthquake Offshore Honshu, Japan Gavin Hayes, USGS) 以及余震在板块消减带上的分布 (Subduction Zone Geometry Analysis Preliminary SZGC Results for M 8.9 Earthquake near East Coast of Honshu, Japan, Gavin Hayes, NEIC), 将地震的断层参数确定如下: 震中 38.321°N , 142.969°E , 断层长度 720 km, 宽度 200 km, 走向 193° , 倾角 15° , 滑移角 81° , 平均位错 10 m。根据这些断层参数, 运用 Okada^[20] 由前人工作所总结的弹性半无限空间理论来计算震后海底的表面形变, 并将此作为海啸波的初始条件。

2 数值模拟结果与分析

计算中取日本附近作为计算区域进行模拟, 主要考察近海海啸的特点。图 1 显示了使用可视化软件 Amira 对模拟结果进行可视化的结果^[21]。

由图 1 显示的数值模拟的结果可以看出海啸传播中的一些特征: (1) 震源断层的走向和逆掩错动方式决定了初始的位移, 在断层的正上方水面被抬高, 相应的距离震源稍远处水面有所下降, 因此在北海道岛东南部沿岸初至的海啸波波高为负, 实际的观测值也是如此 (图 2); (2) 由于日本陆地处于该逆掩断层的上盘, 震源距离岸边较近, 且断层的破裂范围很大, 由地震引起的仙台附近的陆地有向下的位移, 与 GPS 观测资料一致, 虽然海面初始波动也迅速影响到了仙台东部的海岸, 由于地面海拔相对下降使观测得到的海啸的初至波为涨潮, 这导致了仙台地区

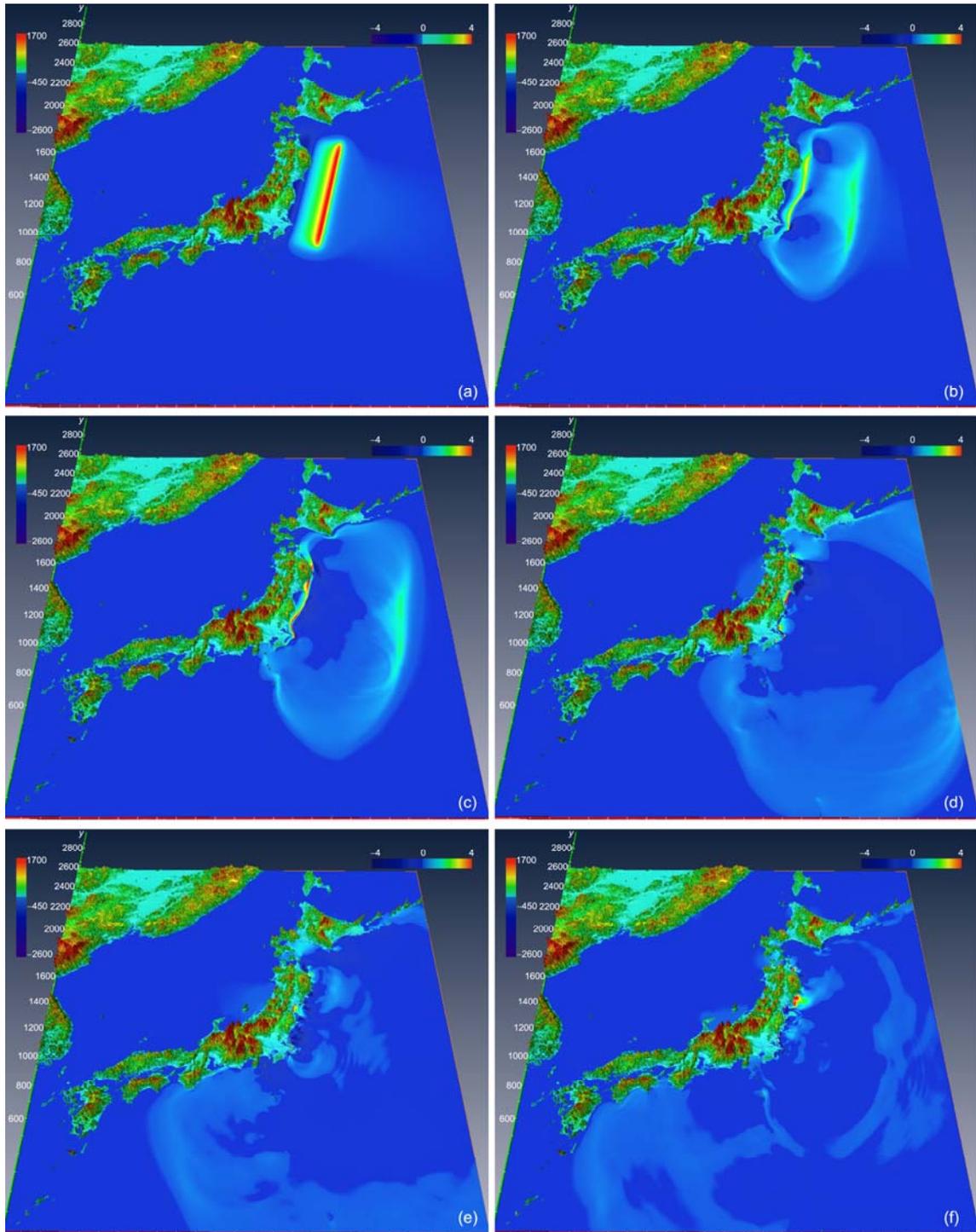


图1 海啸波传播模拟结果

(a) $T=0$ min; (b) $T=15$ min; (c) $T=30$ min; (d) $T=60$ min; (e) $T=90$ min; (f) $T=120$ min. 波高单位: m

与其他地区海啸初至波落(涨)潮的差别, 见图2; (3) 受断层走向的影响, 海啸波产生后主要向西北和东南形成两个波列传播, 由于向日本东海岸方向水深

变浅, 波浪波速减小, 波高迅速增大, 至岸边时形成了具有巨大破坏力的海啸; 同时, 另一列海啸波向太平洋深海内以更高的波速传播, 由于传播中的能量

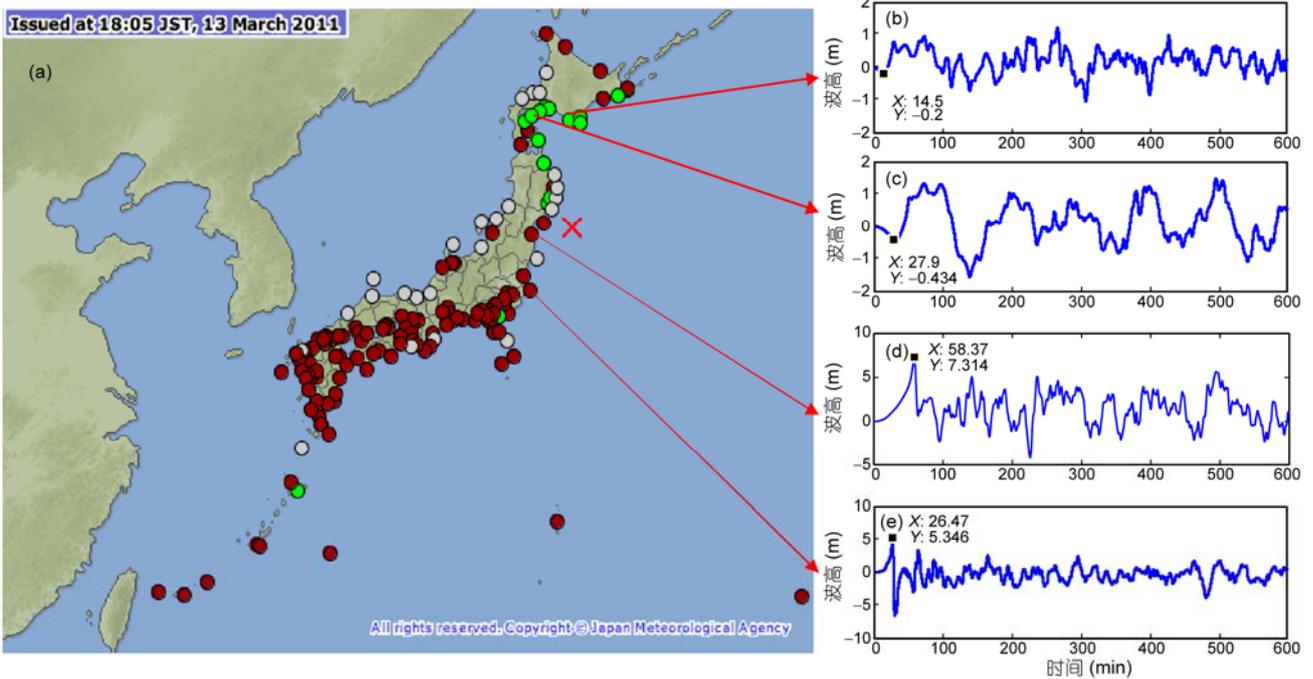


图 2 海啸波初至波的涨落潮(a)及数值模拟所得到相应的波高(b)~(e)变化序列
 红色叉号表示海啸震中位置，圆点表示岸边波高记录点位置

耗散，波高则逐渐减小；(4) 波浪的传播过程中由于陆地，岛屿的阻隔或是水深变化，在近岸地区表现出反射、折射以及绕射现象，导致波前的不同部位波高有显著不同；(5) 由于断层的走向与本州岛东侧的海岸线走向大致平行，而初始的海啸波是平行于断层走向的，因此，本州岛的正面阻隔作用，使得四国和九州岛附近的海啸主要为衍射波，其最大波高要比本州岛和北海道岛低一些，具体的波高分布我们会在下文讨论。

图 2(a)为日本气象厅对于海啸初至波的记录，红色为涨潮，绿色为落潮；图 2(b)~(e)为我们在(a)中相应的位置安放的记录点记录到的波高随时间的变化，其中在北海道岛南侧的记录点初至波为落潮，而本州岛东部的记录点初至波为涨潮。

日本附近设有很多验潮站观测点，记录了海啸的到时和波高，我们在数值模拟中相应的位置设置了记录点进行对比。图 3 显示了观测点实际观测最大波高和数值模拟中记录点的波高记录到的最大波高的对比。

图 3 中显示，最大海啸波高的分布在本州岛东部沿海岸线与观测点的实际记录较为一致。借助数值模拟所得到的波高分布，可以预测近海海啸灾害分

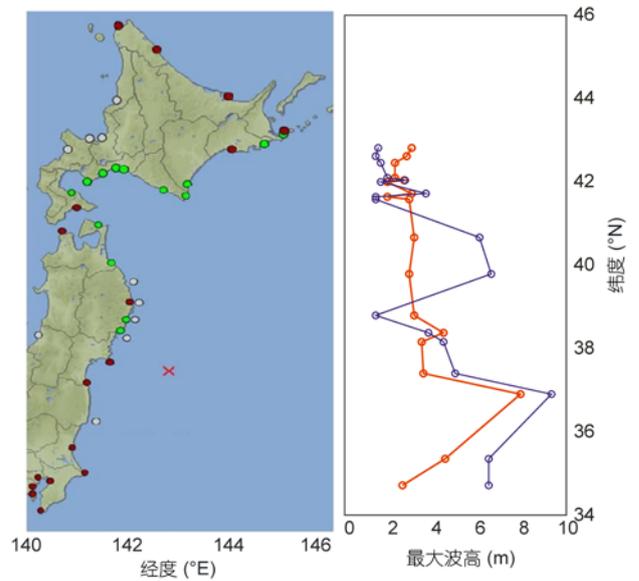


图 3 记录点上实际观测的最大波高(红色)和数值模拟的最大波高(蓝色)的对比

红色叉号表示海啸震中位置，圆点表示岸边波高记录点的位置。海啸观测数据来自日本气象厅 (Japan Meteorological Agency, JMA) (http://www.jma.go.jp/jma/en/2011_Earthquake/2011_Earthquake_Tsunami.pdf)

布。图中波高记录点与观测点一一对应，此次海啸的最大波高出现在仙台东部海湾近岸边，在本州岛及

北海道岛岸边均有较高的海啸波，这些地区是海啸灾害较为严重的区域。此外，我们对部分记录点上的波高记录的观测值和数值模拟结果也进行了对比，如图4所示。

图4中黑色曲线为本州岛和北海道岛沿岸3个实际的验潮站在海啸发生之后的波高记录，红色为我们数值模拟所得到的结果，时间为零的点表示地震的发生时刻。可以看出两者波的形状随时间的变化趋势较为一致，而可能导致两者之间有较大差异的

原因如下：(1) 验潮站的位置大多在近岸，实际的波高记录应该包含了受岸边地形影响很大且具有强烈非线性的上岸(run-up)过程，而我们目前的程序中暂未包括海啸的上岸过程模拟；(2) 数值模拟中由于地形精度不够高，有限差分的网格密度有限，记录点和实际验潮站的位置可能会有较大的偏离；(3) 数值模拟中波高记录的时间间隔与验潮站波高观测的时间间隔未必是一致的。

3 讨论与结论

利用本研究中的数值模型，以地震引起的海底变形作为海啸的初始扰动来模拟海啸，可以得到和现有实际记录资料基本吻合的结果，所得到的波高分布，可以用于沿岸的海啸危险性的预测。数值模拟的结果可以反映出海啸的传播特征，运用数值模拟的方法，由震源引起的地表形变对近海海啸的影响的角度，对此次地震海啸在仙台附近引起的海啸初至波的涨潮现象给出了合理解释；数值模拟的结果同时反映了海啸波的波前由于局部水深变浅和岛屿等的阻隔引起的波高差异。

此外，数值模拟与实际观测之间存在的偏差可能有以下原因：数值模型中尚未包括上岸过程模拟，计算区域的海底地形数据精度较低，不能精确地反映地形特征。由于震源机制，破裂过程以及验潮站的详细波高记录，在国内外相关领域尚未有更为精确的资料发表，我们数值模拟的初步结果有助于认识成灾过程预测灾害分布，随着相关资料的披露，我们会对其进行收集、整理，做更进一步的模拟。

蔓延的岛链和广阔的大陆坡保护了我国大陆海岸线免受来自太平洋和印度洋海啸的袭击，我国不是一个地震海啸灾害严重的国家。但是，欧亚板块在马尼拉海沟向菲律宾板块下俯冲，存在智利、苏门答腊、仙台等大规模地震海啸的类似地质构造背景，Liu等人^[22]曾经讨论过如果马尼拉海沟发生8级海啸地震对我国广东、福建、台湾的可能影响。日本仙台出人意外的9级地震的发生，启示我们尽管是小概率事件，但对马尼拉海啸地震的危险性应该再次进行评估。

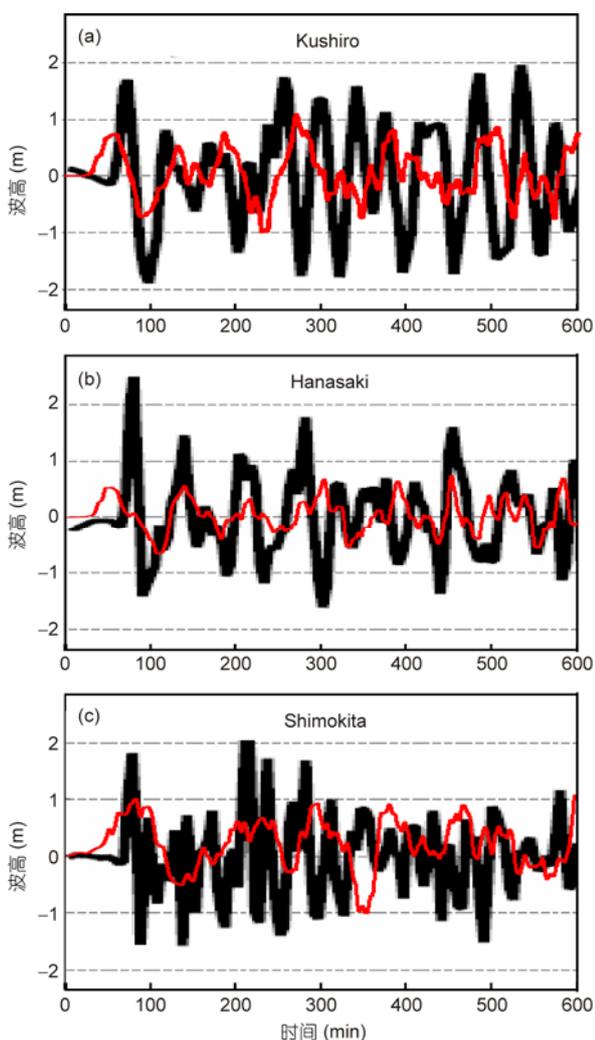


图4 部分验潮站海啸波高随时间的变化

(a) Kushiro; (b) Hanasaki; (c) Shimokita. 黑色曲线为观测值，红色曲线为模拟值

参考文献

- 1 于福江, 原野, 赵联大, 等. 2010年2月27日智利8.8级地震海啸对我国影响分析. 科学通报, 2011, 56: 239–246
- 2 Satake K. 28 Tsunamis. In: Lee W H K, Kanamori H, Jennings P C, et al, eds. International Geophysics. Amsterdam: Academic Press, 2002. 437–451
- 3 Fukao Y. Tsunami earthquakes and subduction processes near deep-sea trenches. J Geophys Res, 1979, 84: 2303–2314
- 4 Kervella Y, Dutykh D, Dias F. Comparison between three-dimensional linear and nonlinear tsunami generation models. Theor Comput Fluid Dyn, 2007, 21: 245–269
- 5 Saito T, Furumura T. Three-dimensional simulation of tsunami generation and propagation: Application to intraplate events. J Geophys Res, 2009, 114: B02307
- 6 Fujii Y, Satake K. Tsunami source of the 2004 Sumatra-Andaman earthquake inferred from tide gauge and satellite data. Bull Seismol Soc Am, 2007, 97: 192–207
- 7 Satake K. Inversion of Tsunami waveforms for the estimation of heterogeneous fault motion of large submarine earthquakes: The 1968 Tokachi-oki and 1983 Japan sea earthquakes. J Geophys Res, 1989, 94: 5627–5636
- 8 Baba T, Cummins P R, Hori T, et al. High precision slip distribution of the 1944 Tonankai earthquake inferred from tsunami waveforms: Possible slip on a splay fault. Tectonophysics, 2006, 426: 119–134
- 9 Geist E L, Titov V V, Arcas D, et al. Implications of the 26 December 2004 Sumatra-Andaman earthquake on tsunami forecast and assessment models for great subduction-zone earthquakes. Bull Seismol Soc Am, 2007, 97: 249–270
- 10 Koh H L, Teh S Y, Liu P L F, et al. Simulation of Andaman 2004 tsunami for assessing impact on Malaysia. J Asian Earth Sci, 2009, 36: 74–83
- 11 Titov V V, Synolakis C E. Extreme inundation flows during the Hokkaido-Nansei-Oki Tsunami. Geophys Res Lett, 1997, 24: 1315
- 12 Imamura F, Shuto N, Goto C. Numerical simulations of the transoceanic propagation of tsunamis. In: Proceedings of the Sixth Congress Asian and Pacific Regional Division, IAHR. Kyoto, Japan. 1988. 265–272
- 13 Liu P L F, Woo S B, Cho Y S. COMCOT User Manual Version 1.6, 2007
- 14 Yalciner A, Pelinovsky E, Talipova T, et al. Tsunamis in the Black Sea: Comparison of the historical, instrumental, and numerical data. J Geophys Res, 2004, 109: C12023
- 15 Hayes G. Subduction zone geometry analysis preliminary SZGC results for M 8.9 earthquake near east coast of Honshu, Japan 2011. http://earthquake.usgs.gov/earthquakes/eqarchives/subduction_zone/usc0001xgp/index.php
- 16 Hayes G. Finite fault model preliminary result of the Mar 11, 2011 M_w 8.9 earthquake offshore Honshu, Japan 2011. http://earthquake.usgs.gov/earthquakes/eqinthenews/2011/usc0001xgp/finite_fault_1.php
- 17 陈运泰院士研究小组. 日本本州东海岸附近海域 M_w 9.0 地震. http://data.earthquake.cn/datashare/datashare_secondpage_new.jsp?id=1030
- 18 王为民, 郝金来, 姚振兴. 2011年3月11日本本州东海岸8.9级地震震源破裂过程反演初步结果. http://www.itpcas.ac.cn/xwzx/zhxw/201103/t20110313_3084099.html
- 19 GSI. The 2011 off the Pacific coast of Tohoku earthquake: Crustal deformation and fault model (preliminary). <http://www.gsi.go.jp/cais/topic110421-index-e.html>
- 20 Okada Y. Surface deformation due to shear and tensile faults in a half-space. Bull Seismol Soc Am, 1985, 75: 1135–1154
- 21 Zhang H, Shi Y L, Yuen D A, et al. Modeling and visualization of tsunamis. Pure Appl Geophys, 2008, 165: 475–496
- 22 Liu Y, Santos A, Wang S M, et al. Tsunami hazards along Chinese coast from potential earthquakes in South China Sea. Phys Earth Planet Inter, 2007, 163: 233–244