

刘 哲,任鲁川. 2024. 耦合震级、震源深度和滑动角不确定性效应的地震海啸危险性估计[J]. 地震研究, 47(2): 233–244, doi:10.20015/j.cnki.ISSN1000-0666.2024.0026.

Liu Z, Ren L C. 2024. Estimation of the risk of earthquake-induced tsunami by coupling uncertainty of magnitude, focal depth and slip angle[J]. *Journal of Seismological Research*, 47(2): 233–244, doi:10.20015/j.cnki.ISSN1000-0666.2024.0026.

耦合震级、震源深度和滑动角不确定性效应的 地震海啸危险性估计*

刘 哲^{1,2}, 任鲁川^{3♣}

(1. 河北红山巨厚沉积与地震灾害国家野外科学观测研究站, 河北 邢台 054000; 2. 唐山地震监测中心站, 河北 唐山 063000; 3. 防灾科技学院, 河北 三河 065200)

摘要: 选取中国东南沿海地区 6 个近岸场点, 以马尼拉海沟俯冲带和琉球海沟俯冲带作为潜在地震海啸源区, 采用广义极值地震活动性模型和广义帕累托地震活动性模型分析震级不确定性特征, 通过统计震源深度的优势分布和拟合滑动角分布函数, 耦合震级、震源深度和滑动角不确定性效应, 得到两个俯冲带对 6 个场点未来 30 a、50 a、100 a 海啸波高超过 0.4 m 的地震海啸危险性估计结果。结果表明: 百年内舟山近海和宁德近海特定场点遭受地震海啸袭击风险较低, 随着时间的推移, 从位于厦门近海至香港近海、海口近海和高雄近海的特定场点, 地震海啸危险性递增。

关键词: 地震海啸危险性; 震源深度; 耦合; 震级; 不确定性效应

中图分类号: P315.728 **文献标识码:** A **文章编号:** 1000-0666(2024)02-0233-12

doi:10.20015/j.cnki.ISSN1000-0666.2024.0026

0 引言

地震海啸危险性概率分析方法是由 Rikitake 和 Aida (1988) 参照 Cornell (1968) 提出的地震危险性概率分析方法总结出来的。在地震海啸危险性估计中, 存在海啸波的生成、传播和爬高 3 个环节的不确定性因素, 这些因素直接影响特定场点地震海啸危险性的估计。在地震海啸波生成过程中, 震级是计算地震海啸波能量的重要参数之一。潜在地震海啸源区的震级的不确定性, 受到众多学者的关注, 如 Annaka 等 (2007) 通过估计潜在

地震海啸源区震级及其对应复发周期的不确定性, 对日本特定地区开展定量的海啸风险评估, 同时给出地震海啸波高与超越概率的海啸灾害曲线; Power 等 (2013) 对德马德克海沟和新赫布里底海沟的最大震级进行不确定性估计, 利用逻辑树的方法, 分别计算了这两个源区对新西兰沿海地区造成地震海啸袭击的可能性; Horspool 等 (2014) 通过研究发震模型、地震复发模型、断层滑动速率和潜在地震海啸源区最大震级估计值的不确定性效应, 采用逻辑树的方法, 对印度尼西亚沿海地区的海啸灾害危险性进行概率估计。

国内学者的地震海啸相关研究可追溯至 20 世

* 收稿日期: 2022-09-13.

基金项目: 国家自然科学基金项目 (41276020); 河北省地震科技星火计划项目红山野外观测站科研专项 (DZ2021110800001); 河北省地震科技星火项目 (DZ2021121600023).

第一作者简介: 刘 哲 (1991-), 工程师, 主要从事地震灾害预测、灾害风险分析领域研究.

E-mail: kuailexingyu@sina.com.

♣通信作者简介: 任鲁川 (1958-), 教授, 博士, 主要从事地震灾害预测、海洋灾害预测、灾害风险分析领域研究.

E-mail: renluchuan@sina.com.

纪 70 年代 (王晓青等, 2006)。2004 年 12 月 26 日印度尼西亚苏门答腊 8.9 级特大地震海啸发生后, 地震海啸更受关注, 对该领域的研究更加深入广泛。温瑞智和任叶飞 (2007) 借鉴地震危险性分析方法, 总结了地震海啸危险性分析方法, 并依据我国的历史地震海啸资料, 通过统计方法建立了海啸波高与年超越概率的经验公式, 给出了珠江三角洲的地震海啸危险性估计结果。Ren 等 (2010) 提出了一种基于海岸测深、地形和数学模拟的确定性海啸灾害分析方法, 并对中国沿海地区的潜在海啸风险进行了评估。Ren 等 (2022) 基于 PTHA 框架, 采用完全非线性的 Boussinesq 模型, 对中国黄海和东南沿海地区进行概率性地震海啸风险分析, 结果表明, 上海沿海地区海啸淹没的风险较低。刘迎春 (2007) 利用震级-频度关系估计了潜在地震海啸源区的震级不确定性, 并结合海啸数值模拟, 给出中国东南沿海地区的地震海啸危险性估计结果; Liu 等 (2021) 综合考虑局部地区潜在海啸源和区域潜在海啸源的影响, 采用概率海啸危险性分析方法评估了中国东南沿海地区的海啸危险性; Yuan (2021) 等采用基于 Boussinesq 模型的概率海啸危险性分析方法评估了中国大陆及台湾省的海啸危险性。针对海啸危险性分析中的不确定性, Li 等 (2017) 探究了潜在海啸源震级上限的不确定性对危险性分析结果的影响; 刘也等 (2021) 提出了基于逻辑树与事件树方法合理量化不确定性的思路框架; 任鲁川等 (2014) 论述了潜在地震海啸源位置界定原则、参数取值方法、发生率估算方法, 总结基于数值模拟的地震海啸危险性分析的基本步骤, 针对地震海啸危险性分析中存在的确定性, 探讨了可以耦合潜在地震海啸源参数不确定性效应的地震海啸危险性分析方法。尽管基于潜在地震海啸源参数不确定性的地震海啸危险性估计方法的研究已开展多年, 但耦合多个潜在地震海啸源参数不确定性效应的地震海啸危险性估计的算例鲜有报道。

本文选取中国东南沿海地区 6 个近岸场点作为特定场点, 以马尼拉海沟俯冲带和琉球海沟俯冲带作为潜在地震海啸源区, 开展耦合震级、震源深度和滑动角不确定性效应的地震海啸危险性估计的算例研究。

1 地震海啸危险性估计原理与方法

地震海啸危险性概率分析结果可以用海啸危险曲线——海啸高度与超越概率之间的关系表示。对于实际工程而言, 需重点关注评价海啸危险性的不确定性, 而非获得所谓“最佳估计”的危险曲线 (Annaka *et al.*, 2007)。

地震海啸危险性估计中的不确定性分为认知类不确定性和随机类不确定性 (Geist, 2005)。与地震海啸危险性分析相关的不确定性多数是认知类不确定性, 这类不确定性可以通过增加资料的收集与分析而加以消减, 如更高分辨率的测深可以提高数值传播计算的精度。也可采用逻辑树的方法消除耦合震级取值和剪切模量取值不同所导致的认知类不确定性效应 (Petersen *et al.*, 2002)。但某些潜在地震海啸源参数的不确定性, 如地震断层面滑动角方向的不确定性是地震破裂的物理特性所固有的, 这类不确定性是随机的, 并不能通过收集更多的数据而减少。

针对潜在地震海啸源位置界定和参数取值难以避免不确定性的情况, 本文提出一种可以耦合潜在地震海啸源参数不确定性效应的地震海啸危险性概率分析方法。这一方法适用于耦合随机类的不确定性效应, 本文以耦合震级、震源深度、断层滑动角 3 个参数的不确定性效应为例介绍方法方法。

假定遴选 M 个潜在地震海啸源 ($l = 1, 2, \dots, M$), 从遴选出的第 l 个潜在地震海啸源的模拟计算结果中, 提取场点最大海啸波高数据。基于选定的临界海啸波高值与其对应的潜源参数值通过积分的方式计算得到单源的地震海啸发生率:

$$N_l(r, h_{\text{crit}}) = \int_{m_{\text{crit}}}^{m_{\text{max}}} n_l(r, m) \varphi(h \geq h_{\text{crit}}) dm \quad (1)$$

式中: r 表示潜在地震海啸源区; $n_l(r, m)$ 表示在潜源区 r 中震级为 m 的地震海啸发生率; h_{crit} 表示临界海啸波高; m_{crit} 表示临界海啸波高对应的临界震级; m_{max} 表示最大海啸波高对应的震级; $\varphi(h \geq h_{\text{crit}})$ 表示场点最大海啸波幅超过海啸临界波幅的累积概率。地震海啸总发生率 $N(r, h_{\text{crit}})$ 可表示为

潜源位置参数空间的积分, 最后将其代入地震海啸危险性估计的计算公式中, 得到特定场点的地震海啸危险性估计值:

$$P(r, T, h_{\text{crit}}) = 1 - e^{-N(r, h_{\text{crit}})T} \quad (2)$$

式中: $P(r, T, h_{\text{crit}})$ 表示特定场点地震海啸危险性估计值; $N(r, h_{\text{crit}})$ 表示地震海啸总发生率; T 表示未来时间年限。式 (2) 推导过程具体见 Geist 和 Parson (2006) 和任鲁川等 (2014) 的文献。

2 强震地震活动性模型

构建合适的地震活动性模型是地震危险性分析中的重要环节之一。震级-频度关系被广泛地应用到了地震领域的研究中。此类模型通过构建潜在震源区中震级-频度关系, 描述潜在震源区地震活动的强弱 (严尊国等, 1995)。近年来, 基于各时间段最大震级的广义极值模型和广义帕累托模型被应用到地震领域的相关研究中。广义极值模型可以较好地描述地震活动的尾部特征, 而触发灾害性地震海啸的地震震级往往较大, 因此有学者将其应用至潜在地震海啸源区的强震危险性的估计中 (张锐等, 2016; 钱小仕等, 2012)。为说明广义极值理论的两种模型均适用于耦合潜源参数不确定性效应的地震海啸危险性估计, 笔者分别选用两种模型构建马尼拉海沟俯冲带和琉球海沟俯冲带两个潜在地震海啸源区的地震活动性模型。

2.1 广义极值地震活动性模型

假设 X_1, \dots, X_n 是一独立随机变量序列, 有共同的分布函数 F , 则广义极值模型的统计对象可以抽象为 $M_n = \max\{X_1, \dots, X_n\}$ 。在本研究中, $X_i (i = 1, \dots, n)$ 表示对时间窗内所有独立地震的震级。用 M_n 表示 n 个时间窗内的最大震级序列, 则有 M_n 的分布可表示成 n 个分布的乘积:

$$\begin{aligned} P_r\{M_n \leq z\} &= P_r\{X_1 \leq z, \dots, X_n \leq z\} = \\ P_r\{X_1 \leq z\} \times \dots \times P_r\{X_n \leq z\} &= \{F(z)\}^n \end{aligned} \quad (3)$$

如果存在常数序列 $\{a_n > 0\}$ 和 $\{b_n\}$, 使得

$$P_r\{(M_n - b_n) / a_n \leq z\} \rightarrow G\{z\} \quad n \rightarrow \infty \quad (4)$$

式中: G 是一个非退化分布函数, 则 G 属于下列 3 种分布之一:

$$\begin{aligned} \text{第 I 类分布: } G(z) &= \exp\{-\exp[-(\frac{z-b}{c})]\} \\ &(-\infty < z < \infty) \end{aligned}$$

$$\text{第 II 类分布: } G(z) = \begin{cases} 0 & (z \leq b) \\ \exp[-(\frac{z-b}{c})^{-\alpha}] & (z > b) \end{cases} \quad (5)$$

$$\text{第 III 类分布: } G(z) = \begin{cases} \exp\{-[-(\frac{z-b}{c})^\alpha]\} & (z < b) \\ 1 & (z \geq b) \end{cases}$$

式中: 参数 $c > 0$, 对于分布 II 和 III, $\alpha > 0$ 。

通过引入形状参数 ξ , 可将上述 3 种分布函数用统一形式表示为:

$$G(z) = \exp\{-[1 + \xi(\frac{z-\mu}{\sigma})]^{-1/\xi}\} \quad (6)$$

式中: ξ 为形状参数; μ 为位置参数; σ 为尺度参数。其概率密度函数可写为:

$$\begin{aligned} f(z) &= \frac{1}{\sigma} (1 + \xi \frac{z-\mu}{\sigma})^{-(1+1/\xi)} \exp[-(1 + \\ &\xi \frac{z-\mu}{\sigma})^{-1/\xi}] \end{aligned} \quad (7)$$

当 $\xi = 0$ 时, 为第 I 类分布即甘贝尔分布; 当 $\xi > 0$ 时, 为第 II 类分布即费塞尔分布, 这两类分布均没有上限值; 当 $\xi < 0$ 时, 为第 III 类分布即韦伯分布, 存在上限值。

假设 z_1, z_2, \dots, z_m 是具有广义极值分布的自变量, 令重现期为 $1/p$, 则 z_p 是与重现期相对应的震级, 其估计值及方差为:

$$z_p = \begin{cases} \mu - \frac{\sigma}{\xi} [1 - y_p^{-\xi}] & (\xi \neq 0) \\ \mu - \sigma \log y_p & (\xi = 0) \end{cases} \quad (8)$$

$$V(z_p) \approx \nabla z_p^T V \nabla z_p$$

当 $\xi < 0$ 时, 广义极值分布服从第 III 类分布, 具有上限值, 即存在震级上限。上限值对应的是重现周期趋于无限长, z_0 对应 $p = 0$, 其最大似然估计为:

$$\hat{z}_0 = \hat{\mu} - \hat{\sigma} / \hat{\xi} \quad (9)$$

综上,在给定重现期 $1/p$ 后,利用广义极值分布可确定重现期对应的地震震级 z_p ,其中重现期对应的概率代表震级超过 z_p 的概率。

2.2 广义帕累托地震活动性模型

潜在地震海啸源强震活动的广义帕累托模型,可以用来估算潜在震源区和潜在地震海啸源区震级重现水平和震级上限,并给出相应的置信区间,用于分析估计结果的不确定性(田建伟等,2017)。

设 X_1, \dots, X_n 是一个独立且同分布的随机变量序列,具有边际分布函数。令 X_1, \dots, X_n 为具有同一分布函数 F 的独立随机变量序列,则有:

$$M_n = \max \{X_1, \dots, X_n\} \tag{10}$$

用 X 表示 X_i 序列中的任意项,假设 F 满足式(4)时,对于足够大的 n ,有:

$$P_r \{M_n \leq z\} \approx G(z) \tag{11}$$

对于足够大的 u ,当 $X > u$, $y = (X - u)$ 的条件分布函数可以近似为:

$$H(y) = 1 - (1 + \frac{\xi y}{\sigma})^{-1/\xi} \tag{12}$$

由式(12)定义的分布被称为广义帕累托分布。

广义帕累托分布与广义极值分布之间具有对偶性,两类分布的特征主要由形状参数 ξ 主导。当 $\xi < 0$,广义帕累托分布有上限 $u - \tilde{\sigma} / \xi$;当 $\xi > 0$,广义帕累托分布没有上限。如果 $\xi = 0$, $y > 0$,则可导出:

$$H(y) = 1 - \exp(-\frac{y}{\tilde{\sigma}}) \tag{13}$$

式中: $H(y)$ 为参数 $1/\tilde{\sigma}$ 的指数分布。

阈值选择影响估计结果的偏差和方差之间的平衡。阈值过低,很可能会背离模型的渐近基础,导致偏差过大;阈值过高,超出量的数据减少,虽然模型可以估计,但将导致方差变大。折中的做法是采用尽可能低的阈值,但要根据极限模型提供合理的近似。为达此目的,有两种方法:一是试验性模型估计方法;二是通过在一定取值范围内选取不同阈值进行模型拟合,考察模型参数估计的稳定性。选定阈值后,可以利用极大似然估计方法,估计广义帕累托分布的参数。再应用

delta 法,求得重现水平和上限估计值的标准差和置信区间(史道济,2006)。

构建强震活动广义帕累托模型时,先根据上文介绍的方法选取震级阈值,再将遴选出的一定时期内历史地震记录中大于阈值的震级值作为随机变量,假设其满足独立同分布的条件,且其超出量符合广义帕累托分布。

3 算例

3.1 特定场点选取

选取我国大陆东南沿海地区 5 个近岸场点和我国台湾沿海地区 1 个近岸场点作为特定场点,将这些场点以其邻近的城市记名,其位置等信息见表 1、图 1。

表 1 特定场点地理位置及水深

Tab. 1 Geographical location and water depth of the specific sites

场点 编号	场地名称	场地位置		水深/m
		$\varphi_N/(^{\circ})$	$\lambda_E/(^{\circ})$	
1	舟山近海	30	122.7	-20
2	宁德近海	26.6	120.3	-20
3	厦门近海	24.3	118.4	-20
4	香港近海	22.1	114.4	-20
5	海口近海	20.1	110.9	-20
6	高雄近海	22.6	120.2	-33

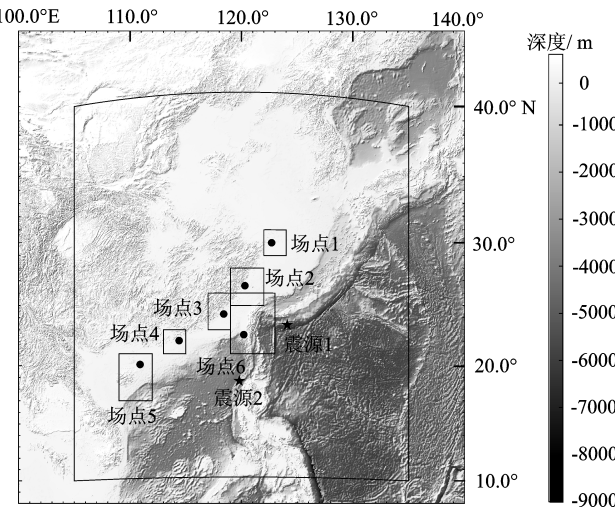


图 1 海啸数值模拟区域和网格划分示意图
(图中大矩形表示第一层网格,小矩形表示第二层网格)

Fig. 1 Sketch map of the tsunami numerical simulation area and meshing

3.2 潜在地震海啸源参数确定

对于中国大陆的东南沿海地区、中国近海岛屿包括中国台湾近海地区而言,地震海啸威胁主要来自于环太平洋地震带西北段位于南中国海东部的马尼拉海沟俯冲带和位于东海外缘的琉球海沟俯冲带。中国台湾地区邻近马尼拉海沟俯冲带和琉球海沟俯冲带,据历史资料记载曾多次遭受海啸侵袭。笔者选取选取这两个俯冲带作为潜在地震海啸源区。地震统计区范围的选取参考美国地质调查局的断层几何图形 (Wang, Liu, 2006), 马尼拉海沟俯冲带范围取 ($12^{\circ} \sim 22^{\circ} \text{N}$, $118^{\circ} \sim 122^{\circ} \text{E}$); 琉球海沟俯冲带范围取 ($22^{\circ} \sim 33^{\circ} \text{N}$, $120^{\circ} \sim 134^{\circ} \text{E}$)。

潜在海啸源参数中的震中位置参数选取,参考地震空区的研究结果或历史发生大地震的位置 (Wang, Liu, 2006)。马尼拉海沟俯冲带的震中位置取 (18.7°N , 119.8°E), 位于断层带的第二段断层面; 琉球海沟俯冲带的震中位置取 (23.4°N , 124.1°E), 位于断层带的第三段断层面。

断层走向、倾角采用震中所在的断层段的数据, 马尼拉海沟俯冲带断层走向取 34° , 倾角取 20° ; 琉球海沟俯冲带断层走向取 247° , 倾角取 16° 。

3.3 强震重现水平、震源深度和地震断层面滑动角不确定性分析

3.3.1 强震重现水平估计和年平均发生率计算

(1) 马尼拉海沟俯冲带

采用广义帕累托模型估计马尼拉海沟俯冲带强震重现水平。震级阈值取 5.1 级, 依据历史地震记录的震级超出量样本广义帕累托分布, 得到的形状参数和尺度参数取值分别为 -0.18 和 0.68 , 其中形状参数估计的标准差为 0.04 , 其置信度 95% 的置信区间为 $[-0.26, -0.10]$, 震级上限估计值为 9.0 级, 10 年、50 年、100 年、200 年的震级重现水平期望值分别为 7.1 级、7.6 级、7.7 级、7.9 级 (田建伟等, 2017)。

(2) 琉球海沟俯冲带

采用广义极值模型估计琉球海沟俯冲带强震重现水平, 获得的形状参数 ξ 的估计值为 -0.4163 , 其对应的置信度为 95% 的置信区间为 $(-0.6508, -0.1738)$, 琉球海沟俯冲带震级上限估计值为 8.5 级 (张锟等, 2016)。

(3) 潜在地震海啸源震级分档及年发生率计算

为计算地震海啸平均年发生率, 需先求取地震平均年发生率。在计算地震平均年发生率时, 先将各震级分档 (表 2)。马尼拉海沟俯冲带的震级上限估计为 9.0, 分为 4 个震级档。琉球海沟俯冲带的震级上限估计为 8.5 级, 分为 3 个震级档。

表 2 潜在地震海啸源震级分档

Tab. 2 Magnitude interval of the potential seismic tsunami source

编号	震级分档	
	马尼拉海沟俯冲带	琉球海沟俯冲带
1	5.5 ~ 6.5	5.5 ~ 6.5
2	6.5 ~ 7.5	6.5 ~ 7.5
3	7.5 ~ 8.5	7.5 ~ 8.5
4	8.5 ~ 9.0	—

采用各震级档中间值对应地震震级平均年发生率表示该震级档的地震平均年发生率。对于马尼拉海沟俯冲带, 依据地震活动广义帕累托模型, 估计与地震重现水平相对应的重现周期和年发生率。对于琉球海沟俯冲带, 依据地震活动广义极值模型, 估计与地震重现水平相对应的重现周期和年发生率。无论广义极值地震活动性模型, 还是基于地震活动性的广义帕累托模型, 震级重现水平估计都具有不确定性, 理论上这些估计近似服从正态分布。两个俯冲带的震级重现水平估计、方差、对应重现期计算结果见表 3。

表 3 马尼拉海沟俯冲带和琉球海沟俯冲带地震重现期、地震年发生率、重现水平估计方差

Tab. 3 Seismic return period and annual occurrence and estimate variance of return level in Manila trench subduction zone and Ryukyu trench subduction zone

震级	潜在地震 海啸源区	重现期/ a	地震年 发生率	重现水平 估计方差
$M_w 6.0$	马尼拉海沟俯冲带	1.055 0	0.855 8	0.001 7
	琉球海沟俯冲带	1.000	0.024 4	0.522 7
$M_w 7.0$	马尼拉海沟俯冲带	10.862 6	0.090 5	0.007 9
	琉球海沟俯冲带	1.025 0	0.810 6	0.202 3
$M_w 8.0$	马尼拉海沟俯冲带	618.408 8	0.001 6	0.073 2
	琉球海沟俯冲带	6.060 4	0.165 0	0.055 1
$M_w 8.8$	马尼拉海沟俯冲带	1.7×10^7	$5.882 4 \times 10^{-8}$	0.388 7

3.3.2 震源深度不确定性分析

检索美国地质调查局 (USGS) 1900—2010 年马尼拉海沟俯冲带和琉球海沟俯冲带 $M_w \geq 6.0$ 地震目录, 获取震源深度数据 (表 4), 统计分析得到震源深度分布近似分布曲线 (图 2)。震源深度参数赋值, 依据事件树方法, 假设地震主要发生在两个深度, 即事件树含两个分支, 同时给出每一分支的权重分配, 由于事件树各分支所占权重总和为 1, 因此, 震源深度的事件树权重, 需依据频率进行归一计算。

表 4 1900—2010 年两个俯冲带 $M_w \geq 6.0$ 地震的震源深度
Tab. 4 The focal depth of $M_w \geq 6.0$ earthquakes during 1900—2010

潜在地震海啸源区	震源深度/km	频率/Hz	事件树权重
马尼拉海沟俯冲带	15	0.24	0.51
	25	0.23	0.49
琉球海沟俯冲带	20	0.15	0.43
	25	0.20	0.57

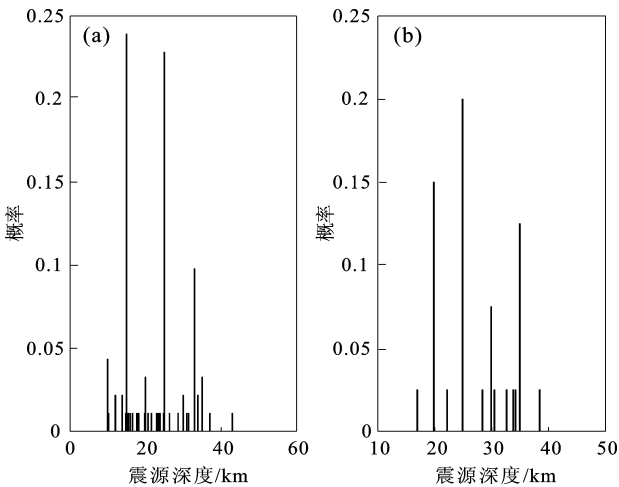


图 2 1900—2010 年马尼拉海沟俯冲带 (a) 和琉球海沟俯冲带 (b) $M_w \geq 6.0$ 地震的震源深度分布概率
Fig. 2 Distribution probability of the focal depth of the $M_w \geq 6.0$ earthquakes in Manila trench subduction zone (a) and Ryukyu trench subduction zone (b)

3.3.3 地震断层面滑动角的不确定分析

检索哈佛大学全球地震矩张量 (CMT) 资料中 1900—2016 年马尼拉海沟俯冲带和琉球海沟俯冲带 $M_w \geq 5.0$ 地震的震源机制解, 对获得的滑动角数据进行统计, 分析两个俯冲带地震断层面滑动角的不确定性。对于统计得到的滑动角分

布特征, 假设其服从正态分布, 通过拟合得到两个俯冲带的地震断层滑动角分布的概率密度函数 (图 3、表 5)。

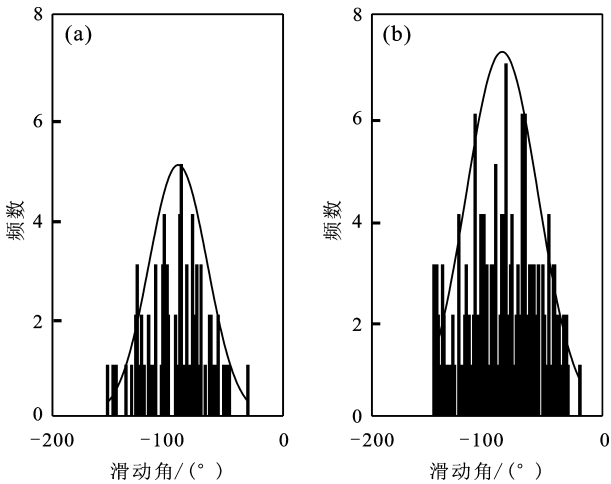


图 3 马尼拉海沟俯冲带 (a) 和琉球海沟俯冲带 (b) 滑动角分布频数

Fig. 3 Distribution probability of the slip angle in Manila trench subduction zone (a) and Ryukyu trench subduction zone (b)

表 5 滑动角分布概率密度函数
Tab. 5 Probability density of the slip angle

潜在地震海啸源区	马尼拉海沟俯冲带	琉球海沟俯冲带
概率模型	$N(-90.05^\circ, 25.33^2)$	$N(-87.03^\circ, 31.33^2)$

注: N 表示正态分布函数, 括号中数值分别表示滑动角的均值和方差。

3.3.4 潜在地震海啸源参数赋值

对于第一档和第二档震级, 依据日本气象厅给出的经验公式, 确定两个俯冲带的地震断层长度和宽度取值, 再依据位错经验统计公式计算得到断层的位错值。但由于第三档、第四档的震级中间值大于 7.6, 超出上述经验公式的适用范围, 这时地震断层长度和宽度的取值沿用 Wang 和 Liu (2006) 研究的数据。马尼拉海沟俯冲带地震第三、第四档震级的发震断层长度取断层带第二段整段长度 200 km、宽度取 20 km, 琉球海沟俯冲带地震第三档震级发震断层长度取断层带第三段整段长度 150 km、宽 20 km。

因为耦合震级重现水平估计值和地震断层滑动角取值的不确定性效应, 所以本文依据这两个参数

的概率分布函数,采用蒙特卡洛采用方法,获得这2个参数的样本。对震级的采样,是对各震级档分别进行采样,其采样依据是重现水平估计值的正态分布函数。

表6、7列出了马尼拉海沟俯冲带震源深度取15 km和琉球海沟俯冲带震源深度取20 km时,采用蒙特卡洛采样得到的各档震级和滑动角采样样本。

3.4 地震海啸数值模拟

本文基于 COMCOT 海啸数值模式进行地震海

啸数值模拟。采用两层网格嵌套(图1),第一层网格范围($10^{\circ}\sim 40^{\circ}\text{N}$ 、 $105^{\circ}\sim 135^{\circ}\text{E}$),包围各个特定场点的第二层网格范围详见表8。水深地形数据取自美国地质调查局的 etopo1 数据(图1)。第一层网格,选用球坐标系线性控制方程,网格精度 $3'$,忽略底摩擦效应;第二层选用球坐标系非线性控制方程,网格精度 $1'$,考虑底摩擦效应,曼宁系数取0.013。

模拟计算时间步长为5 s,模拟时间总长6 h。

表6 蒙特卡洛采样得到的马尼拉海沟俯冲带震源深度为15 km时的海啸数值模拟的参数样本

Tab.6 Sample parameters of the tsunami numerical simulation by the Monte Carlo sampling with the focal depth 15 km in Manila trench subduction zone

序号	第一档震级		第二档震级		第三档震级	
	震级	滑动角/($^{\circ}$)	震级	滑动角/($^{\circ}$)	震级	滑动角/($^{\circ}$)
1	6.001 522 246	-76.324 424 05	7.005 360 011	-126.361 124 4	7.516 252 22	-95.341 182 81
2	6.002 235 974	-137.024 833 7	6.994 797 522	-130.773 117 4	8.689 223 443	-131.799 248 8
3	5.998 060 724	-105.045 534 7	7.000 117 968	-88.092 627 93	6.988 606 383	-57.192 321 59
4	6.002 315 129	-132.684 618 3	7.004 121 801	-70.561 509 93	8.293 513 792	-49.616 151 24
5	6.000 574 784	-122.930 092 4	7.009 727 633	-51.894 281 12	8.351 826 204	-90.630 115 92
6	5.997 797 32	-66.527 971 85	7.013 765 924	-118.592 720 5	8.435 438 121	-90.732 463 65
7	5.999 001 575	-77.142 230 72	7.000 937 173	-85.658 282 46	7.465 211 64	-100.655 552 3
8	6.000 200 237	-102.102 650 7	6.991 416 49	-91.995 387 58	7.901 305 288	-57.580 525 56
9	6.002 928 181	-48.331 225 84	6.991 788 218	-147.302 786	7.749 776 319	-98.506 393 28
10	6.003 077 799	-136.128 469 6	6.994 856 733	-100.696 928	8.327 233 261	-120.956 567
11	5.998 292 662	-93.954 707 71	7.007 879 54	-115.013 432 9	7.932 842 044	-70.468 775 03
12	6.003 212 282	-97.684 215 5	6.994 777 509	-69.244 492 05	8.522 705 734	-97.142 394 42
13	6.002 921 817	-71.706 982 27	7.007 060 999	-102.522 725 5	7.646 924 887	-107.803 1011
14	5.999 937 668	-69.162 947 85	6.994 509 432	-88.236 801 32	7.754 471 832	-96.211 111 93
15	6.001 432 46	-112.580 526 4	7.011 615 597	-114.658 191 4	7.589 626 159	-123.030 203 5
16	5.998 177 799	-90.699 959 45	6.996 955 622	-83.502 689 62	7.573 147 423	-118.346 438 4
17	5.999 664 437	-93.515 672 17	6.993 254 619	-106.114 586 4	8.436 530 153	-50.225 588 71
18	6.002 340 808	-80.541 491 85	6.994 698 445	-80.010 281 31	8.078 182 263	-46.799 265 29
19	6.001 383 977	-76.079 742 55	7.002 331 361	-77.546 477 03	8.048 707 28	-85.246 146 3
20	6.002 966 204	-72.589 714 48	6.999 470 66	-73.112 223 89	7.588 631 032	-129.479 360 2
21	6.000 681 473	-105.113 518 7	6.996 991 332	-93.198 344 65	8.407 949 346	-108.368 540 2
22	5.996 935 28	-78.224 245 07	7.007 563 815	-125.000 784 4	8.120 840 136	-99.594 517 76
23	6.001 755 601	-79.940 263 1	7.001 701 494	-108.850 437 4	7.851 224 878	-66.748 298 11
24	6.002 560 555	-114.969 159	7.000 987 208	-55.560 761 98	8.012 911 751	-144.751 6131
25	6.000 789 08	-119.939 709	7.010 952 874	-116.045 865	7.903 341 977	-133.532 126 3
26	6.001 188 388	-90.153 871 37	6.995 531 903	-66.296 454 61	7.443 095 634	-114.320 294 5
27	6.001 110 156	-45.780 187 93	7.005 508 866	-87.611 767 71	7.725 355 347	-80.350 293 71
28	5.999 535 017	-100.471 031 5	7.005 421 546	-22.580 597 26	7.549 669 909	-74.395 287 24
29	6.000 680 259	-84.594 211 33	6.997 595 951	-125.954 038 5	7.649 947 407	-80.443 797 01
30	5.998 385 873	-109.285 154 5	7.001 349 564	-93.702 136 95	7.725 400 831	-93.173 896 85

表 7 蒙特卡洛采样得到的琉球海沟震源深度为 20 km 时的海啸数值模拟的参数样本
Tab. 7 Sample parameters of the tsunami numerical simulation by the Monte Carlo sampling
with the focal depth 20 km in Ryukyu trench subduction zone

序号	第一档震级		第二档震级		第三档震级	
	震级	滑动角/(°)	震级	滑动角/(°)	震级	滑动角/(°)
1	6.061 734 965	-112.541 391 3	6.723 072 215	-126.002 463 4	7.914 155 243	-104.186 236 4
2	5.720 349 267	-103.347 268 5	6.871 395 56	-74.639 468 24	8.026 074 425	-92.424 147 54
3	6.343 874 573	-89.315 492 34	7.170 994 262	-87.487 552 54	7.905 054 701	-154.621 446 6
4	5.539 107 356	-110.127 733 9	6.617 171 809	-62.937 401 15	7.919 272 443	-19.795 652 14
5	6.254 414 176	-55.313 840 01	7.296 836 831	-69.229 524 76	8.002 991 642	-117.276 462 7
6	5.528 490 596	-113.988 606 7	7.124 174 563	-46.205 552 42	7.928 347 339	-126.095 503 2
7	5.824 440 954	-110.600 971 5	6.994 222 929	-48.448 703 78	8.050 049 088	-97.227 219 54
8	6.167 405 67	-116.836 452 3	7.040 080 012	-100.453 227 6	8.049 923 727	-113.609 158 6
9	6.404 027 008	-110.419 756 2	6.855 341 787	-70.713 436 38	8.032 514 74	-87.839 947 47
10	5.269 506 348	-92.101 819 14	6.979 095 472	-113.643 904 3	7.942 860 712	-99.995 798 02
11	6.769 013 6	-102.467 177 9	7.361 653 59	-145.708 025 6	8.022 667 37	-34.994 866 77
12	6.396 098 638	-42.285 192 47	7.023 789 47	-66.478 851 98	8.002 569 175	-42.939 023 68
13	5.982 691 041	-92.539 261 05	7.010 722 806	-87.028 238 07	8.106 146 211	-137.766 855 7
14	5.915 595 609	-115.138 076	6.851 591 463	-88.607 433 96	8.021 081 212	-67.080 435 41
15	5.930 067 216	-45.991 610 41	6.994 369 42	-46.020 988 24	8.046 438 424	-106.312 937 2
16	5.735 396 369	-22.848 001 82	7.063 959 499	-78.289 823 18	7.993 604 428	-93.128 213 52
17	6.011 149 01	-91.849 646 18	7.094 126 72	-77.651 126 84	7.990 617 086	-83.261 503 04
18	6.014 114 776	-125.271 320 2	6.946 396 007	-53.261 990 39	8.051 562 983	-37.585 861 76
19	6.473 755 117	-107.373 300 8	6.931 491 074	-60.042 530 05	7.923 846 044	-93.536 238 3
20	6.430 339 137	-94.262 193 51	7.456 500 757	-80.967 227 42	7.938 754 919	-20.569 113 19
21	6.193 412 154	-79.505 853 09	6.640 401 562	-115.361 211 2	7.948 158 68	-103.328 508 3
22	5.838 415 087	-106.972 847 4	7.243 007 792	-109.165 311 8	7.984 744 153	-70.501 442 59
23	6.461 928 477	-78.861 860 94	7.275 386 224	-49.177 565 88	8.052 875 717	-73.563 554 8
24	6.043 057 211	-69.581 070 49	7.167 518 063	-146.577 261	8.047 038 872	-83.952 351 86
25	5-.799 618 68	-111.038 408 1	6.739 250 703	-87.823 155 58	7.914 549 251	-70.770 997 77
26	6.808 327 359	-124.249 889 5	6.871 016 09	-117.181 644	7.985 934 692	-73.547 268 57
27	6.603 687 93	-103.759 757 5	6.913 988 367	-23.516 824 11	8.003 714 773	-115.932 100 6
28	6.065 889 658	-101.790 121 1	7.094 461 597	-69.445 299 07	7.988 424 147	-122.615 473
29	6.163 076	-93.021 711 04	6.778 291 912	-86.992 962 09	8.022 255 342	10.564 148 9
30	6.114 967 532	-86.412 828 06	7.118 647 311	-89.302 498 08	8.017 989 626	-116.785 492 7

表 8 海啸数值模拟第二层网格区域范围
Tab. 8 Second layer range of the mesh grid in the tsunami numerical simulation area

网格编号	$\varphi_N/(^{\circ})$	$\lambda_E/(^{\circ})$	网格编号	$\varphi_N/(^{\circ})$	$\lambda_E/(^{\circ})$
1	29 ~ 31	122 ~ 124	4	21 ~ 23	113 ~ 115
2	25 ~ 28	119 ~ 122	5	17 ~ 21	109 ~ 112
3	23 ~ 26	117 ~ 119	6	21 ~ 26	119 ~ 123

3.5 特定场点地震海啸危险性分析

3.5.1 特定场点最大海啸波高的正态模型分布参数

在进行各个特定场点的地震海啸危险性分析时，需耦合地震断层面滑动角和震级重现水平估计的不确定性效应，为此，需要先行利用模拟计算得到的各个特定场点海啸最大波高数据。

国际上，多用渡边伟夫给出的海啸分级等级，其中-1等级的海啸波高 $h < 0.5\text{ m}$ ，为便于讨论，本文选取临界海啸波高为 0.4 m 。利用特定场点的最大海啸波高数据，统计出正态分布的两个参数的值（表9），可计算场点最大海啸波高超过海啸临界波高的累积概率 $\varphi(h \geq h_{\text{crit}})$ 。

表9 马尼拉海沟俯冲带和琉球海沟俯冲带最大海啸波高分布的正态模型参数

Tab. 9 Parameters of the normal distribution for the maximum tsunami wave height in the Manila trench subduction zone and the Ryukyu trench subduction zone								
潜在地震 海啸源区	场点	震源深度/ km	第一档震级		第二档震级		第三档震级	
			μ	σ	μ	σ	μ	σ
马 尼 拉 海 沟 俯 冲 带	1	15	—	—	—	—	—	—
		25	—	—	—	—	—	—
	2	15	—	—	0.001 6	0.000 1	0.037 2	0.052 7
		25	—	—	0.001 7	0.000 1	0.042 1	0.058 8
	3	15	0.004 0	0.002 1	0.032 0	0.013 5	0.319 2	0.228 3
		25	0.001 6	0.000 1	0.019 5	0.008 4	0.318 3	0.271 9
	4	15	0.011 4	0.005 6	0.132 4	0.053 7	0.715 7	0.590 3
		25	0.005 0	0.000 7	0.084 1	0.035 5	0.734 6	0.635 6
	5	15	0.018 9	0.012 4	0.153 7	0.045 5	0.459 2	0.115 1
		25	0.006 4	0.001 9	0.109 3	0.035 8	0.438 6	0.115 3
	6	15	0.368 5	0.012 3	0.371 0	0.013 6	0.735 7	0.598 4
		25	0.367 5	0.002 9	0.366 8	0.013 8	0.604 3	0.447 5
琉 球 海 沟 俯 冲 带	1	20	—	—	0.006 9	0.005 1	0.166 6	0.046 3
		25	—	—	0.007 9	0.005 9	0.192 8	0.056 3
	2	20	—	—	0.011 9	0.008 0	0.165 2	0.042 2
		25	—	—	0.011 7	0.008 1	0.171 3	0.040 6
	3	20	—	—	0.003 1	0.004 1	0.124 4	0.041 4
		25	—	—	0.003 3	0.004 4	0.129 1	0.039 7
	4	20	—	—	0.005 5	0.005 6	0.252 8	0.141 5
		25	—	—	0.005 5	0.005 8	0.258 3	0.143 5
	5	20	—	—	0.002 9	0.010 5	0.266 6	0.153 8
		25	—	—	0.003 2	0.012 1	0.273 2	0.154 4
	6	20	0.001 7	0.002 2	0.174 0	0.169 4	0.402 1	0.068 4
		25	0.001 3	0.001 7	0.169 0	0.171 6	0.393 4	0.063 6

注：—表示海啸波高小于临界海啸波高，未计算正态分布参数值。

3.5.2 地震海啸平均年发生率

利用 $\varphi(h \geq h_{\text{crit}})$ ，先计算出6个场点临界海啸波高的超越概率，再依据临界海啸波高超越概率和各震级档中间值的地震平均年发生率，计算场点源于各个分支的潜在地震海啸源地震的海啸平均年发生率（表10）。

3.5.3 地震海啸总发生率

将特定场点源于各个分支潜在地震海啸

源的海啸平均年发生率分别乘以震源深度事件树分支的权重（表4），再将各项相加，即得到各个场点的地震海啸年平均总发生率（表11）。

3.5.4 地震海啸危险性

将各个特定场点的地震海啸的平均年发生率代入公式（2），估算未来一定时段特定场点地震海啸危险性（表12）。

表 10 马尼拉海沟俯冲带和琉球海沟俯冲带 6 个场点的地震海啸平均年发生率

Tab. 10 Annual mean rate of the seismic tsunami recurrence of the specific sites in the Manila trench subduction zone and thd Ryukyu trench subduction zone

潜在地震 海啸源区	场 点	震源深 度/km	第一档 震级	第二档 震级	第三档 震级	平均年 发生率	潜在地震 海啸源区	场点	震源深 度/km	第一档 震级	第二档 震级	第三档 震级	平均年 发生率
马 尼 拉 海 沟 俯 冲 带	1	15	0	0	0	0	琉 球 海 沟 俯 冲 带	1	20	0	0	0	0
		25	0	0	0	0			25	0	0	0	0
	2	15	0	0	0	0		2	20	0	0	0	0
		25	0	0	0	0			25	0	0	0	0
	3	15	0	0	5.789×10^{-4}	5.789×10^{-4}		3	20	0	0	0	0
		25	0	0	6.109×10^{-4}	6.109×10^{-4}			25	0	0	0	0
	4	15	0	0	0.001 1	0.001 1		4	20	0	0	0.0246	0.024 6
		25	0	0	0.001 1	0.001 1			25	0	0	0.026 7	0.026 7
	5	15	0	0	0.001 1	0.001 1		5	20	0	0	0.0318	0.031 8
		25	0	0	0.001 0	0.001 0			25	0	0	0.034 0	0.034 0
	6	15	0.004 4	0.001 5	0.001 1	0.007 0		6	20	0	0.073 8	0.084 5	0.158 3
		25	0.004 6	0.000 7	0.001 1	0.006 4			25	0	0.072 2	0.075 7	0.147 9

表 11 场点的地震海啸年平均总发生率

Tab. 11 Total annual mean rate of the seismic tsunami recurrence of the specific sites

场点	平均年发生率
1	0
2	0
3	5.95×10^{-4}
4	0.026 6
5	0.034 1
6	0.159 1

表 12 场点的地震海啸危险性

Tab. 12 Seismic tsunami hazard estimation of the special sites in future

场点	未来 30 a	未来 50 a	未来 100 a
1	0	0	0
2	0	0	0
3	0.017 7	0.029 3	0.057 7
4	0.550 2	0.735 9	0.930 3
5	0.640 5	0.818 3	0.967 0
6	0.991 5	0.999 6	1

4 结论与讨论

本文应用事件树法和随机模拟法对潜源参数进行样本采集，基于 COMCOT 海啸数值模式进行

地震海啸数值模拟，通过分析计算特定场点的最大海啸波高数据，得到各特定场点未来一段时间的地震海啸危险性估计值。对比分析各个场点的地震海啸危险性分析结果（定义最大海啸波高的临界高度为 0.4 m，则地震海啸危险性代表了海啸最大波高超过 0.4 m 的概率），得出以下结论：

（1）未来 30 a、50 a 和 100 a，位于舟山近海的场点 1 和位于宁德近海的场点 2 的海啸危险性可以忽略，位于两个场点以南的其余 4 个场点，则都具有受海啸袭击的危险性。

（2）未来随着时间的推移，从位于厦门近海的场点 3，至香港近海的场点 4、海口近海的场点 5 和高雄近海的场点 6，地震海啸危险性递增。这样的情形，可以从各个特定场点与两个俯冲带两个潜在地震海啸源区的相对位置关系，以及各个特定场点所处的地理位置方面加以解释。

场点 1 和场点 2 地震海啸危险小，原因在于这两个场点东面的东海区域具有宽阔的大陆架，水深浅，来自于琉球海沟俯冲带的地震海啸波，传过较深的冲绳海槽进入东海大陆架区域，海底摩擦作用逐渐加强，消减了海啸波的能量。来自于距离更遥远的马尼拉海沟俯冲带的地震海啸波，无论是由南中国海大陆架过中国海峡，还是由台湾岛东侧的太平洋区域传播至场点 1 和场点 2，能量都已衰减。

由地震海啸发生率的计算结果容易看出，场点 3 的地震海啸危险来自于马尼拉海沟俯冲带，而

场点4、5、6的地震海啸危险性既来自于马尼拉海沟俯冲带,也来自于琉球海沟俯冲带。

在6个场点中,场点6的地震海啸危险性最高,这是因为相比其他地点,该场点距离两个俯冲带这两个潜在地震海啸源区近得多。此外,来自于两个潜在地震海啸源区的海啸波,经过南中国海和太平洋深水区域传播到场点6,沿途海啸波能量消减少。

场点6地震海啸危险性评估结果接近于1是概率意义上的结果,而非真实事件的发生率。若要得到更精确的结果,还需补充海底地形的勘测、余震的剔除以及细化震级分档等工作。

参考文献:

- 刘也,任叶飞,温瑞智,等. 2022. 海啸危险性概率分析的不确定性研究[J]. 地震学报, 44(4): 688–699.
- Liu Y, Ren Y F, Wen R Z, *et al.* 2022. Uncertainties in probabilistic tsunami hazard assessment[J]. *Acta Seismologica Sinica*, 44(4): 688–699. (in Chinese)
- 刘迎春. 2007. 中国沿海地区潜在地震海啸灾害评估[D]. 北京: 中国科学院研究生院.
- Liu Y C. 2007. The potential seismogenic tsunami hazard along Chinese Coast[D]. Beijing: Chinese Academy Sciences Graduate University of Chinese Academy Sciences. (in Chinese)
- 钱小仕,王福昌,曹桂荣,等. 2012. 广义极值分布在地震危险性分析中的应用[J]. 地震研究, 35(1): 73–78.
- Qian X S, Wang F C, Cao G R, *et al.* 2012. Application of the generalized extreme value distribution in seismic hazard analysis[J]. *Journal of Seismological Research*, 35(1): 73–78. (in Chinese)
- 任鲁川,霍振香,洪明理. 2014. 耦合潜源参数不确定性效应的地震海啸危险性分析—原理与方法[J]. 海洋预报, 31(6): 7–13.
- Ren L C, Huo Z X, Hong M L. 2014. Principle and method of the seismic tsunami hazard analysis coupling uncertainty effect of potential source parameters[J]. *Marine Forecasts*, 31(6): 7–13. (in Chinese)
- 任鲁川,薛艳. 2006. 我国沿海地区地震海啸危险性的初步估计. 中国地震趋势预测研究[M]. 北京:地震出版社, 640–647.
- Ren L C, Xue Y. 2006. Preliminary estimate of earthquake and tsunami Hazard in Chinese coastal areas[M]. Beijing: Seismological Press, 640–647. (in Chinese)
- 史道济. 2006. 实用极值统计方法[M]. 天津:天津科学技术出版社.
- Shi D J. 2006. Practical statistical method of extreme value[M]. Tianjin: Tianjin Science and Technology Press. (in Chinese)
- 田建伟,刘哲,任鲁川. 2017. 基于广义帕累托分布的马尼拉海沟俯冲带地震危险性估计[J]. 地震, 37(1): 158–165.
- Tian J W, Liu Z, Ren L C. 2017. Seismic hazard estimation of the Manila trench subduction zone based on generalized Pareto distribution[J]. *Earthquake*, 37(1): 158–165. (in Chinese)
- 王晓青,吕金霞,丁香. 2006. 我国地震海啸危险性初步探讨[J]. 华南地震, 26(1): 76–80.
- Wang X Q, Lyu J X, Ding X. 2006. A preliminary study on the risk of tsunami in China[J]. *South China Journal of Seismology*, 26(1): 76–80. (in Chinese)
- 温瑞智,任叶飞. 2007. 我国地震海啸危险性分析方法研究[J]. 世界地震工程, 23(1): 6–11.
- Wen R Z, Ren Y F. 2007. Preliminary study on tsunami hazard analysis in China[J]. *World Earthquake Engineering*, 23(1): 6–11. (in Chinese)
- 严尊国,陈俊华,郑文衡. 1995. 地震震级—频度 G–R 关系的偏离度[J]. 地震, (4): 328–332.
- Yan Z G, Chen J H, Zheng W H. 1995. Deviation between magnitude–frequency statistics and G–R relationship[J]. *Earthquake*, (4): 328–332. (in Chinese)
- 张锟,任鲁川,田建伟,等. 2016. 基于广义极值理论的潜在地震海啸源震级上限及强震重现水平的估计——以琉球海沟俯冲带为例[J]. 中国地震, 32(4): 702–709.
- Zhang K, Ren L C, Tian J W, *et al.* 2016. Estimation of upper bound earthquake magnitude and return level of strong earthquake for potential seismic tsunami zone based on generalized extreme value theory: A case study of Ryukyu trench subduction zone[J]. *Earthquake Research in China*, 32(4): 702–709. (in Chinese)
- Annaka T, Satake K, Sakakiyama T, *et al.* 2007. Logic–tree approach for probabilistic tsunami hazard analysis and its applications to the Japanese Coasts[J]. *Pure and Applied Geophysics*, 164(2–3): 577–592.
- Cornell C A. 1968. Engineering seismic risk analysis[J]. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 58(5): 1583–1606.
- Geist E L, Parsons T. 2006. Probabilistic analysis of tsunami hazards[J]. *Natural Hazards*, 37(3): 277–314.
- Geist E L. 2005. Local tsunami hazards in the Pacific Northwest from Cascadia Subduction Zone earthquakes[M]//Survey, Geological U S Geological Survey Professional Paper 1661–B, 17.
- Horspool N, Pranantyo I, Griffin J, *et al.* 2014. A probabilistic tsunami hazard assessment for Indonesia[J]. *Natural Hazards and Earth System Science*, 2(5): 3423–3464.
- Joyner W B, Boore D M. 1982. Prediction of earthquake response spectra[R]. USA.
- Li H, Yuan Y, Xu Z, *et al.* 2017. The dependency of probabilistic tsunami hazard assessment on magnitude limits of seismic sources in the South China Sea and adjoining basins[J]. *Pure and Applied Geophysics*, 174(6): 2351–2370.
- Liu Y, Ren Y, Wen R, *et al.* 2021. Probabilistic tsunami hazard assessment for the southeast coast of China: consideration of both regional and local potential sources[J]. *Pure and Applied Geophysics*, 178(12): 5061–5084.
- Petersen M D, Cramer C H, Frankel A D. 2002. Simulations of seismic hazard for the Pacific Northwest of the United States from earthquakes associated with the Cascadia Subduction Zone[J]. *Pure and Applied Geophysics*, 159(9): 2147–2168.
- Ren Y, Wen R, Zhou B, *et al.* 2010. Deterministic analysis of the tsunami

- hazard in china[J]. *Science of Tsunami Hazards*, 29(1):32–42.
- Ren Z, Gao Y, Ji X, *et al.* 2022. Deterministic tsunami hazard assessment and zoning approach using far-field and near-field sources; Study of Cixi County of Zhejiang Province, China [J]. *Ocean Engineering*, 247:110487.
- Rikitake T, Aida I. 1988. Tsunami hazard probability in Japan [J]. *Bull Ssmol Soc Am*, 78(3):1268–1278.
- Annaka T, Sutake K, Sakakiyama T, *et al.* 2007. Logic-tree approach for probabilistic tsunami hazard analysis and its applications to the Japanese Coasts [J]. *Pure and Applied Geophysics*, 164(2–3):577–592.
- Wang X, Liu P. 2006. Preliminary study of possible tsunami hazards in Taiwan region [R]. Cornell University.
- Power W, Wang X M, Lane E, *et al.* 2013. A probabilistic tsunami hazard study of the Auckland Region, Part I: Propagation modeling and tsunami hazard assessment at the shoreline [J]. *Pure and Applied Geophysics*, 170(9–10):1621–1634.
- Yuan Y, Li H, Wei Y, *et al.* 2021. Probabilistic tsunami hazard assessment (PTHA) for southeast coast of Chinese Mainland and Taiwan Island [J]. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 126(2):1–29.

Estimation of the Risk of Earthquake-induced Tsunami by Coupling Uncertainty of Magnitude, Focal Depth and Slip Angle

LIU Zhe^{1,2}, REN Luchuan³

(1. Hebei Hongshan National Observatory on Thick Sediments and Seismic Hazards, Xingtai 054000, Hebei, China)

(2. Tangshan Earthquake Monitor Center, Tangshan 063000, Hebei, China)

(3. Institute of Disaster Prevention, Sanhe 065200, Hebei, China)

Abstract

Firstly, we choose 6 sites—Zhoushan, Ningde, Xiamen, Hongkong, Haikou, and Gaoxiong in the southeastern coastal areas in China as the research samples. Then we suppose the Manila trench subduction zone and the Ryukyu trench subduction zone are the potential sources of the earthquake-induced tsunami. We estimate the uncertainty of the magnitude by the Generalized Extreme Value method and the Generalized Pareto Distribution. By probabilistic statistics, we get the predominant distribution of the focal depths of the potential earthquakes in these two subduction zones. By fitting the function of slip angle's distribution and by coupling the uncertainty of magnitude, focal depth, and slip angle, we estimate that the potential earthquakes in the Manila trench subduction zone and the Ryukyu trench subduction zone would induce tsunamis whose wave height exceeds 0.4 m at the 6 sites in next 30, 50 and 100 years.

Keywords: seismic tsunami hazard; focal depth; coupling magnitude; uncertainty