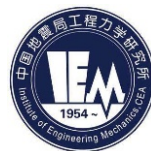


图书分类号：P315



工学硕士学位论文

中国东南沿海海啸危险性区域特征分析

刘也

中国地震局工程力学研究所

中国·哈尔滨

二零一八年五月

图书分类号: **P315**

单位编码: **85406**

学 号: **2016209**

工学硕士学位论文

中国东南沿海海啸危险性区域特征分析

硕 士 研 究 生: 刘也
导 师: 温瑞智研究员
申 请 学 位 级 别: 工学硕士学位
学 科: 土木工程
专 业: 防灾减灾与防护工程
研 究 方 向: 工程地震

中国地震局工程力学研究所
中国·哈尔滨
二零一八年五月

Master's Degree Thesis

**Regional characteristics of the probabilistic tsunami
hazard for the southeast coastal area of China**

Master Candidate: LIU Ye

Tutor: Prof. WEN Ruizhi

Subject : Civil Engineering

Specialty: Disaster Prevention and Reduction
Engineering and Protective Engineering

Research Field: Engineering seismology

Institute of Engineering Mechanics, China Earthquake Administration

Harbin·China

May, 2018

独创性声明

本人郑重声明：所呈交的学位论文，是本人在导师的指导下，独立进行研究
所取得的成果。除文中已经注明引用的内容外，本论文不包含任何其他个人或集
体已经发表或撰写过的科研成果，也不包含为获得中国地震局工程力学研究所或
其它教育机构的学位或证书而使用过的材料。对本文的研究作出重要贡献的个人
和集体，均已在文中以明确方式标明并表示谢意。本人完全意识到本声明的法律
责任由本人承担。

论文作者签名：  签字日期：2018.6.20

学位论文授权使用授权书

本人完全了解中国地震局工程力学研究所有关保留、使用学位论文的规定，
同意学校保留或向国家有关部门或机构送交论文的复印件和电子版，允许论文被
查阅和借阅；本人授权中国地震局工程力学研究所可以将本学位论文的全部或部
分内容编入有关数据库进行检索，可以采用影印、缩印或其他复制手段保存论文
和汇编本学位论文，允许被查阅和借阅。

(保密的学位论文在解密后适用本授权书)

论文作者签名：  导师签名： 

签字日期：2018.6.20

签字日期：2018.6.20

摘要

中国东南沿海地区是我国经济最发达的地区，沿岸分布众多重大工程，这些地区一旦遭受海啸袭击，将产生严重后果。近年来，我国海啸防灾减灾相关研究工作已逐步展开，针对中国东南沿海的概率海啸危险性分析方法(PTHA)已逐渐成熟，东南沿海地区的海啸危险性已得到充分认识。但目前绝大多数海啸危险性的研究仅针对某个城市展开，尚未有研究对整个东南沿海地区展开全面的海啸危险性分析工作，本文将针对这一问题开展如下工作：

(1)考虑中国近海八个局地海啸潜源和马尼拉区域海啸潜源的影响，采用概率海啸危险性分析方法(PTHA)，给出我国东南沿海地区的海啸危险性图。结果显示，福建省沿海地区海啸危险性最高，广东省次之，浙江省和海南省受海啸影响较小。以香港、澳门、厦门、泉州为例计算海啸波高超越概率和重现期，分析不同海啸潜源对 PTHA 计算的贡献情况。结果表明，厦门、泉州的海啸危险性较高，波高超过 1m 的海啸重现期分别为 281 年、539 年，香港、澳门危险性较低，波高超过 1m 的海啸重现期均超过千年；马尼拉海啸潜源对香港、澳门、厦门、泉州的影响小于局地海啸潜源，我国东南沿海的海啸危险性区域化差异明显，海啸潜源与目标场地的相对位置是影响 PTHA 结果的重要因素之一。

(2)采用确定性方法分析不同地震情景下马尼拉区域海啸潜源对中国东南沿海产生的影响。结果表明，当震源位置位于马尼拉区域海啸潜源第一段和第二段时，引发海啸对东南沿海产生危险较大；当马尼拉区域海啸潜源发生 9.0 级地震诱发海啸时，台湾海峡以北地区海啸波高不超过 1m，台湾海峡以南地区海啸波高不低于 2m，部分地区海啸波高超过 6m。说明我国沿海地区应重视马尼拉区域海啸潜源产生的地震海啸危险。

(3)研究震级上限对 PTHA 结果的敏感性。以马尼拉区域海啸潜源为例，分析海啸潜源震级上限不确定性对结果的影响，结果显示，马尼拉区域海啸潜源的危险性随震级上限增加呈现增大的趋势，重现期越长，波高对震级上限改变越敏感。

(4)针对传统 PTHA 方法中，海啸波高分布拟合存在的问题提出改进的思路，在 PTHA 计算中采用截尾对数正态分布代替对数正态分布对海啸波高进行拟合，并对两种方法得到结果进行比较。结果表明采用截尾对数正态分布拟合波高得到的 PTHA 结果小于传统 PTHA 方法。

关键词： 概率海啸危险性分析；海啸危险性图；中国东南沿海；震级上限；区域性特征

ABSTRACT

The southeast coastal area of China is the most economically developed area in China. There are many major projects along the coast. Once these areas are attacked by the tsunami, there will be have serious consequences. Recently a number of studies have been done on tsunami mitigation and prevention in China. Probabilistic tsunami hazard analysis method for the southeast coastal area of China has gradually matured. As a result, the South China Sea has been generally recognized as a zone of high risk of tsunami. However, most tsunami hazard assessments have been conducted at the city level. No research has been conducted on tsunami hazard analysis of the entire southeast coastal area. To solve this issue, we do some relevant work as following:

(1)Considering the comprehensive impact of both the eight local and regional potential tsunami sources the probabilistic tsunami hazard analysis (PTHA) was adopted for the southeast coastal area of China. The tsunami hazard map was consequently delineated, which shows that the level of tsunami hazard is relatively highest for the Fujian Province, moderate for the Guangdong Province and lowest for the Zhejiang and Hainan Provinces. Four major cities including Hong Kong, Macao, Xiamen and Quanzhou were taken as typical examples to calculate the probability of tsunami wave height exceeding a given height ($h \geq H$) and the return periods, and analyze the contribution of each tsunami potential source to the PTHA calculations. The results show that the tsunami hazard is serious at Xiamen and Quanzhou where the return periods of tsunami waves exceeding one meter are 281 years and 589 years respectively; the tsunami hazard is slight at Hong Kong and Macao where the return periods are more than 1000 years. The contribution of Manila potential tsunami source to the PTHA calculation at southeast coastal area of China is greater than each one of eight local sources. The characteristics of tsunami hazard along the southeast coast of China are remarkably regional, dominated by the relative spatial geographical position between the measured site of interest and the potential tsunami source.

(2)Deterministic method is used to analyze the impact of Manila regional potential tsunami source on the southeast coastal area of China under different scenarios. The results show that when the location of the epicenter is located in the first and second segment of Manila regional tsunami source, the tsunami has greater impact on the southeast coastal area of China. When the tsunami triggered by the 9.0 earthquake occurred in the Manila regional potential tsunami source, the tsunami wave height is less

than one meter in north of the Taiwan strait and more than two meter in south of the Taiwan strait. In some locations the tsunami wave height exceeded six meters.

(3) The sensitivity of the upper limit of the magnitude to the PTHA results was researched. Taking the Manila regional tsunami source as an example, the influence of the uncertainty of the magnitude upper limit of the potential tsunami source is analyzed. The results show that the hazard of Manila regional potential tsunami source increases with the increase of the upper limit of magnitude, moreover the sensitivity of wave height to upper limit of magnitude increases as the return period increases.

(4) To improve the existing problems of tsunami wave height distribution fitting for traditional PTHA method, truncated lognormal distribution was used instead of lognormal distribution for wave height fitting, and the results obtained by two methods were compared. The result shows that the PTHA result of using truncated lognormal distribution is less than the way using lognormal distribution.

Key words: Probabilistic tsunami hazard analysis; tsunami hazard map; southeast coastal of China; upper limit of magnitude; regional characteristic

摘 要	I
ABSTRACT	III
第一章 绪 论	1
1.1 选题背景及意义	1
1.2 研究历史及现状	2
1.2.1 国内研究现状	2
1.2.2 国外研究历史与现状	4
1.3 本文主要思路及章节安排	7
第二章 海啸潜源选取及参数确定	9
2.1 引言	9
2.2 海啸潜源确定	9
2.3 潜源地震年发生率	12
2.3.1 局地潜源地震年发生率计算	12
2.3.2 区域潜源地震年发生率计算	15
2.4 沿海检测点选取	17
2.5 本章小结	18
第三章 海啸危险性图编制	21
3.1 引言	21
3.2 PTHA 方法介绍	21
3.3 东南沿海地区 PTHA 计算	23
3.3.1 Monte Carlo 方法制定地震海啸目录	23
3.3.2 地震海啸数值模拟	30
3.3.3 PTHA 计算	31
3.4 海啸危险性图编制	41
3.5 本章小结	50
第四章 针对马尼拉潜源海啸危险性分析	51
4.1 引言	51
4.2 海啸波高确定性分析	51
4.2.1 震级 M_w 8.0 级海啸波高分布	53
4.2.2 震级 M_w 9.0 级海啸波高分布	60
4.2.3 讨论	64
4.3 关注震级上限的海啸危险性分析	64
4.4 本章小结	68
第五章 结论与展望	69
5.1 全文总结	69
5.2 研究展望	70
参考文献	71
致 谢	77
作者简介	79

硕士期间发表的文章	79
硕士期间参与的科研项目	79

第一章 绪 论

1.1 选题背景及意义

海啸是由海底地震、火山爆发、海底滑坡和行星撞击等不同的潜在自然原因引起的灾难性事件。在古代海啸已经被观察和记录下来，特别是在日本和地中海区域。最早的记录发生在公元前 2000 年，叙利亚海湾附近。激发海啸的原因有很多，最主要原因是海底地震(陈运泰 等, 2005)。在过去的两个半世纪里，全球发生海啸的次数超过 2500 次，其中由海底地震引发的海啸超过了一半。地震海啸按产生的源地的远近可分为越洋海啸(Trans-oceanic tsunami)、区域海啸(Regional tsunami)、和局地海啸(于福江 等, 2001)。地震诱发海啸需满足三个条件:足够的水深、大地震、开阔逐渐变浅的海岸条件(陈颀 等, 2007)。

2004 年苏门答腊南海域发生 8.7 级地震引发巨大的海啸,海啸波高达 10 余米。是从 1960 年以来印度洋规模最大,损失最严重的一次海啸。致使印度洋周边国家遭受巨大的人员伤亡和经济损失,沿海设施遭到毁灭性破坏(林均岐, 2005)。2011 年日本东北部太平洋海域发生 9.0 级地震,引发的海啸造成巨大的人员伤亡和财产损失,同时还引发了核泄漏事故,造成的生态破坏将延续数十年甚至数百年。由于对海啸危险性的认识不充分,导致近十年的两次破坏性海啸造成的损失远超研究人员的预期。2004 年苏门答腊海啸以前,只有很少的学者进行海啸危险性方面的研究,这次事件之后,由于可以获得模拟程序代码和计算资源促使关于概率海啸危险性方面的研究迅速增多。自这两次海啸,人们对海啸的危险有了深刻的认识,越来越多的研究人员参与到海啸的研究中,极大的推进了海啸的研究。近年来,我国已逐步开展海啸防灾减灾相关研究,但由于我国海啸研究起步时间晚,虽然已取得很大进展,但仍有很多的不足。

我国是一个滨海大国,由南至北与我国接壤的海有南中国海、东中国海、黄海、渤海。黄海和渤海平均水深 18m-40m,最大水深只有 100m,东中国海和南中国海平均水深达 340m-1200m。已有的研究表明,我国南海近海域具有遭受破坏性海啸的可能(张虎男, 1995; 杨马陵 等, 2005),另外,美国地质调查局(USGS)海啸研究组认为菲律宾西侧的马尼拉海沟发生海啸的风险较高(Blakely, 2005)。马尼拉海沟距我国南部较近,海面开阔,发生海啸将对我国南部沿海地区产生影响。

沿海地区环境宜人、海洋资源丰富有利于经济发展。世界一半以上的人口居住在距海岸 100km 以内的沿海地区,中国沿海地区也是这样。随着中国对外开放力度不断加大,中国沿海城市经济得到飞速的发展,在长江三角洲地区形成了以上海、南京和杭州为代表的城市群和、在珠江三角洲地区形成了以深圳、香港为

代表的城市群。这些城市群的形成使东南沿海地区成为我国经济最为发达的地区。除此之外，沿海地区分布着大量的重要基础设施和重大工程，如跨海大桥、核电站、海上钻井平台等。这些设施、工程以及沿岸城镇、村落面临海啸袭击风险，因此有必要对我国东南沿海地区的开展海啸危险性分析。目前相关工作已开展较多，有针对整个沿海地区(Liu et al, 2007; Ren et al, 2016; 杨智博, 2015)、也有针对特定场点(Ren et al, 2014; 张鹏, 2017)，但未见研究对中国东南沿海不同区域的海啸危险性进行对比分析。

本文针对整个东南沿海地区，综合考虑近海海啸潜源和局地海啸潜源，进行概率海啸危险性分析(PTHA)计算，编制海啸危险性图，对浙江、福建、广东、海南四个沿海省份，以及澳门、香港、厦门、泉州四个重点城市的海啸危险性程度进行对比分析，研究不同海啸潜源对 PTHA 的不同贡献影响，研究结果可作为沿海重大工程选址、城市发展规划的科学依据，促进东南沿海地区的可持续发展。

1.2 研究历史及现状

1.2.1 国内研究历史及现状

1976 年唐山大地震后，中国开始了地震海啸的研究，唐山大地震使我们付出了惨痛的代价，使我们意识到防灾减灾工作的重要性，中国学者不仅开始了地震问题的研究，也将目光关注到了地震海啸问题的研究。最早的地震海啸研究始于 1977 年，一位署名海地(1977)的学者提出了能够对我国沿海地区产生影响的海啸源区，并指出我国海啸危险性较高应重点设防的区域。1982 年李成(1982)提出我国海区发生地震海啸的可能性很低，我国海区几乎不受外海域发生的地震海啸影响，但由于我国海域辽阔，从科学研究的角度开展地震海啸的研究是十分必要的，这个结论也被当时国家地震局所采纳。1986 年郭增建等人(1986)在《地震对策》一书中提出了减小地震海啸损失的方法。1986 年周庆海(1986)综合考虑我国地震带地质和地球物理学特征与历史海啸记录，提出我国海域发生海啸的概率较低。1988 年周庆海(1988)根据中国沿海海啸历史记录和地理特征分析了局地海啸和远洋海啸对中国沿海的影响，对中国沿海进行理论上的危险性分析，最终得到台湾东部沿海海域为高危地区、大陆架沿海海域为中度危险地区、渤海沿海海域为低危险地区的结论，并绘制了我国最早的地震海啸危险性图。1992 年郭增建等人(1992)提出近海海啸的概念，对该类型海啸应给予关注。此后一段时间，由于人们对地震海啸危险性的认识不够全面，大多数观点认为我国不易发生地震海啸，地震海啸防灾减灾工作没有引起广泛的关注，地震海啸危险性研究热度下降，发表的文章大多讨论我国沿海发生海啸的可能性(高焕臣 等, 1994; 高中和 等, 1992; 刘昌森, 1992; 户晓东, 1999; 张虎男, 1995; 张兴铭 等, 1995)，地震海啸危险性的研究

处于停滞状态。直到 2004 年苏门答腊海啸发生，大家将目光重新聚焦到地震海啸危险性领域，相继展开相关研究。

目前，地震海啸危险性分析主要分为三种方法：经验公式法、确定性分析方法、概率性分析方法。

2004 年苏门答腊海啸发生以前，我国地震海啸危险性研究大多采用经验公式法，根据已有的地震海啸记录和沿海地形地貌特征初步估计中国沿海地区地震海啸危险性。由于历史记录的匮乏，限制着根据经验估计的海啸危险性分析的发展。近年来，随着海啸数值模型的逐渐完善、计算机计算能力的不断提高。众多学者逐渐采用数值模拟的方法进行地震海啸危险性研究，数值模拟的方法对我国历史海啸波高记录提供了有效的补充。祝会兵总结了海啸数值模拟中常用的数值方法，各种数值计算方法的优缺点和适用条件，并分析二维模型与三维模型的差异，为进一步的海啸数值模拟提供了基础(祝会兵, 2007; 祝会兵, 2006a; 祝会兵 等, 2006b)。姚远(2007)对比现在常用的海啸模拟数学模型，并分析数值模拟海啸存在的问题。温瑞智(2008)使用线性浅水方程对 2004 年苏门答腊海啸进行数值模拟，验证了数值模拟的可靠性，为下一步工作提供了依据。于福江(2011)采用数值模型模拟了 2010 年智利海啸，模拟结果与实测结果相吻合，我国沿海最大海啸波高最高达到 80cm，他认为越洋海啸对我国产生的影响是不能忽视的。温瑞智(2007a)假想 1960 年智利大海啸在日本琉球群岛附近重现，对假想的海啸进行数值模拟，初步分析了假想海啸对中国东部沿海的影响，为中国东部地区地震海啸危险性分析提供了技术支持。温燕林(2014)对日本南海海槽历史海啸事件分析，他认为假如日本南海海槽发生 8.5 级地震，产生海啸将对我国江浙地区产生影响。王培涛(2014)结合渤海海域的地形特征、地质构造、地震学特征和历史海啸记录使用数值模拟的方法分析了渤海海域潜在地震海啸对渤海周边的影响，对渤海历史上 4 次 7 级以上地震引发的局地海啸进行数值模拟，结果显示渤海湾和蓬莱湾沿岸波高最大为 0.6m，最终根据数值模拟结果给出渤海周边海啸危险性划分。洪明理(2016)采用地震矩率法估计马尼拉海沟 7.5 级地震的复发周期，她认为马尼拉海沟中部断层在未来 50 年内可能再次发生 7.5 级强震，并采用数值模拟的方法重现 1934 年马尼拉海沟 7.5 级地震海啸传播情景，结果表明马尼拉海沟中部断层和北部断层发生地震海啸对我国华南地区和台湾南部东部影响较大，南部断层发生地震海啸对菲律宾和越南产生影响较大，最终得到震源位置变化会对波高产生影响的结论。潘文亮(2009)根据南海海底地形及地质构造特征利用 COMCOT 地震海啸数值模拟软件对中国南海海域进行设定震级的地震海啸数值模拟，结果表明当马尼拉海沟产生震级为 9.0 级地震时，诱发的地震海啸将在 4 小时内传播到中国华南沿海，并产生 3m 高的海啸波。温瑞智(2011a)使用数值模拟对 2011 年日本海啸进行重现，模

拟结果与观测结果基本一致，并对我国海啸防灾减灾提出几点建议：(1)完善防灾体系；(2)开展海啸危险性评价；(3)进行沿海工程海啸设防；(4)对沿海核设施安全重新评估；(5)完善海啸监测和预警；(6)加强海啸知识宣传。

随着地震海啸危险性分析方法的进步，概率性分析方法逐渐取代了确定性分析方法分析。温瑞智等(2007b)在 2007 年开展了中国地震海啸危险性分析的开创性工作，针对我国沿海地区特点提出适用于我国的海啸危险性分析方法，填补了该领域的空白，并以珠江三角洲地区为例进行了地震海啸危险性的计算，得到该地区遭受 1.0m 海啸波袭击的年超越概率为 1.5%。刘迎春等(Liu et al, 2007)²³³考虑马尼拉断裂带的影响对中国沿海进行概率地震海啸危险性分析，研究结果显示：香港和澳门在未来 100 年内遭受波高超过 1.0m 的海啸侵袭的概率为 27.31%；汕头在未来 100 年内遭受波高超过 1.0m 的海啸侵袭的概率为 43.99%；台南和高雄在未来 100 年内遭受波高超过 1.0m 的海啸侵袭的概率为 20.63%。在 2011 年温瑞智、任叶飞(2011b)对我国的海啸危险性分析方法进行改进，提出了适用于中国的地震海啸危险性概率分析方法，总结了地震海啸危险性分析的关键问题。随后关于地震海啸危险性概率分析的具体工作逐渐展开。任叶飞等人选取了影响我国沿海的 15 个局地潜源和 2 个区域潜源，对我国某沿海场点进行地震海啸危险性概率分析，得到该场点未来 100 年内遭受波高大于 1m 的海啸侵袭概率高达 70%。宋昱莹(2014)采用地震海啸危险性概率分析针对大亚湾地区开展研究，得到该地区百年内遭受波高 2.0m 地震海啸的概率为 16.19%。张鹏(2016)总结了我国地震海啸概率危险性分析的方法和流程，并讨论广东大亚湾地区地震海啸概率危险性水平，结果显示，百年内发生波高大于 0.5m 的海啸概率为 20%。任叶飞(Ren, 2016)根据中国第五代区划图资料计算了中国东南沿海 8 个局地潜源的地震活动性参数，考虑中国近海 8 个局地潜源对中国东南沿海的影响，并计算每个地震海啸潜源对海啸危险性的贡献，结果显示：只考虑局地潜源的情况下厦门和泉州地区百年内遭遇波高大于 0.5m 的概率达到 30%-40%，目标场地与海啸潜源的相对位置是影响海啸危险性因素之一。很多关于地震海啸危险性分析参数敏感性的研究也在逐步展开，任鲁川(2009)研究了南海北缘海啸波高对潜在海啸源震级偏差的敏感性，结果表明马尼拉北段发生地震引发海啸，华南近海地区以及台湾南部近海地区最大海啸波高对震级偏差敏感。洪明理(2014)基于 E-FAST 法分析了海啸波高对震级，震中位置，震源深度、断层走向、倾角、滑动角等震源参数的敏感性，结果表明震级大小对海啸波高影响很大，震中位置、断层走向和倾角对海啸波高影响较大。任叶飞(2015)讨论了 SRTM、GEBCO、ETOPO 三种不同水深数据差异对海啸波高的影响，结果表明采用不同数据源的水深数据进行海啸数值模拟，结果差别很小，可以忽略水深数据误差对模拟结果的影响。

1.2.2 国外研究历史与现状

早在 20 世纪七十年代,国外就已经开始了概率海啸危险性分析的研究。在 1978 年 Houston 和 Garcia(1978)进行了开创性的海啸危险性研究,他借鉴 Cornell(1968)提出的 PSHA 方法,将概率方法与简单的地震发生模型结合,计算了夏威夷群岛附近海啸波高的发生频率。但当时的研究存在很多的局限性,只考虑的远场地震源模型,没有考虑近场地震源模型,采用的水深地形数据精度很低。随后 Lin 和 Tung(1982)²³²³借鉴 Cornell 提出的概率地震危险性分析方法,提出概率海啸危险性分析的概念。Rikitake 和 Aida(1988)¹²⁶⁸提出了使用海啸历史记录和典型地震断层模型估计海啸波高在海岸线附近的超越概率。Downes 和 Stirling(2001)¹提出在概率海啸危险性分析中使用经验衰减关系近似海啸波在传播过程中的衰减,但由于这种经验衰减关系只适用于特定的震源和场点,许多地区没有足够的数据让研究人员获取经验衰减关系,这种方法并未被广泛采纳。

随着流体力学的发展和计算机计算能力的提升,海啸数值模拟技术得到了长足的发展,越来越多的研究人员采用数值模拟的方式模拟海啸生成和传播的全过程,计算海啸危险性,解决了很多地区海啸记录匮乏的问题,使 PTHA 研究进入了新的时代。2006 年 Geist 和 Parsons(2006)²⁷⁷将前人的研究进行了总结,提出将海啸历史记录与数值模拟结果相结合,分析海啸风险,并采用逻辑树方法解决 PTHA 中不确定性问题,使 PTHA 得到进一步发展。随后,在全世界范围内,针对不同地区的 PTHA 研究不断涌现。

在中国南海地区,Huang 等人(2009)基于最不利场景模拟,假设马尼拉海沟发生 9.0 级地震诱发的海啸对新加坡的影响;Wu 和 Huang(2009)提出了台湾地区的海啸危险性模型,他们的研究发现台湾西南部和东北部危险程度最高;Liu 等人(2007)²³³研究了南中国海发生海啸危险的可能性,他提出建立南中国海海啸预警系统,当马尼拉海沟发生地震时,实现对海啸波高,到达时间,影响范围的快速预警;Teh 和 Koh(2009)使用 TUNA 海啸模型针对南中国海区域进行数值模拟,结果表明海南岛、香港和越南沿海直接暴露在马尼拉海沟的海啸风险之下,并发现 Palawan 岛的存在有效的降低了 Sabah 地区的海啸风险。

Burbidge(2008)沿着澳大利亚西海岸进行 PTHA 研究,分析了近海水深为 100m 场点的海啸波高,结果表明该地区海啸危险主要受东部 Sunda 岛弧的影响,最终绘制的五百年重现期的海啸波高图显示,五百年重现期的海啸波高峰值在纬度为 20°S-22°S 地区附近,具体结果为 100m 水深场点重现期为五百年的波高大约为 0.7m。

Geist 和 Parsons(2006)²⁷⁷针对墨西哥 Acapulco 地区进行概率海啸危险性分析,

分析该地区海啸爬高, 提出该地区重现期为 10 年的海啸爬高接近 1m, 重现期为 100 年的海啸爬高接近 6.5m, 重现期为 500 年的海啸爬高接近 10m。

Parsons 和 Geist(2009)对加勒比海地区开展了研究, 他们将数值模拟与该地区的历史海啸记录相结合, 讨论在未来 30 年时间范围内发生爬高超过 0.5m 地震海啸的可能性, 结果显示 Caribbean 地区东部的 Lesser Antilles 危险性最高, 该地区海啸爬高超过 0.5m 的年超越概率为 0.35%-0.75%。

Gonzalez(2009)对美国西北部俄勒冈州的海边小镇进行了详细局地 PTHA 研究, 该地区重现期为 100 年的海啸波高接近 4m, 重现期为 500 年的海啸波高接近 10.5m。

Sørensen 等人(2012)对地中海地区进行了详细的 PTHA 研究, 他们得到受 Hellenic 海啸潜源影响的地中海东部地区重现为五百年的海啸爬高达到 5m, 而地中海西部地区海啸爬高小于 1m。

Power(2007)进行新西兰地区地震海啸概率危险性分析, 研究中将数值模拟和历史海啸记录结合, 并加入古海啸数据, 得到新西兰北部沿海地区海啸波高差异较大, 重现期为五百年的海啸波高最小为 4m, 最大可达到 12m。东部和南部沿海地区重现期为五百年的海啸波高为 4-8m, 西海岸为 2-4m。

Omira 等人(2015)对大西洋东北部地区进行了 PTHA 研究, 计算了该地区的海啸波高超越概率, 提出 Cadiz 湾周围的大陆是高海啸危险地区, 该地区海啸波高超过 1m 的年超越概率为 0.7%, 100 年内有 50% 的概率海啸波高超过 1m。

Thio 等人(2009)使用线性浅水方程基于太平洋俯冲断层海啸源计算北美西海岸地区概率海啸波高, 并绘制海啸危险性地图, 展示了重现期为 475 年的最大海啸波高, Aleutians 地区和 Cascadia 地区危险性水平低于西海岸的其他地区。随后对该地区危险性进行解耦计算得到各海啸源对所研究区域危险性的贡献率。根据解耦结果和海啸波高计算淹没概率并绘制成概率海啸淹没图, 该图展示了不同重现期的淹没水平。

Horspool(2014)使用概率海啸危险性分析方法评估了印度尼西亚地震海啸危险性水平, 提供了印度尼西亚沿海地区海啸危险性的长期预测, 结果显示, 在 Sumatra, Java, Sunda 岛和 PAPUA 北部地区海啸波高超过 0.5m 的年超越概率大于 10%, 海啸波高超过 3m 的年超越概率为 1%-10%, Sulawesi 北部、Seram 和 Flores 地区海啸波高超过 3m 的年超越概率为 0.1%-10%。海啸危险性长期预测分析表明, 距离 Sunda 岛弧较近的 Mentawai、Nias 岛、Sumatra 和 Java 地区危险性最高, 2500 年重现期的海啸波高高达 25-30m。相比之下印度尼西亚东部的 Sulawesi, Papua, 和 Seram 岛 2500 年重现期的海啸波高为 12-20m, 小于以上地区。

Satake 等人(2013)对引起 2011 年日本海啸的地震滑移的时间和空间分布进行了研究。他们使用这次海啸的到的观测记录进行了海啸反演, 这次地震的平均滑

移量为 9.5m，震级为 9.0 级，产生巨大的海啸侵袭了福岛核电站。Satake 等人提出引发这次海啸的原因之一是深层滑移和浅层滑移的共同作用，或者是由于深层滑移激发了浅层滑移导致了这次巨大的海啸，这一现象在这次海啸以前的海啸危险性研究中并未被考虑。

除了以上列举出 PTHA 研究外，其他地区也开展了一些 PTHA 研究，其中包括：莫克兰地区(Thio et al, 2008; Heidarzadeh, 2011; Hoechner et al, 2016)、地中海地区(Tinti et al, 2005)、加拿大地区(Leonard et al, 2014)等。

Davies、LØVHOLT 等人(2018)总结前人的研究，将目光放眼于全球，基于场景模拟进行了全球范围内的 PTHA 研究，在研究中只考虑由地震引发的海啸，使用统一的方法给出全球范围内不同超越概率的海啸爬高，并定量的分析了参数不确定性的影响。

由于 PTHA 研究的不断发展，海啸危险性研究结果已逐渐与沿海城市规划和沿海工程建设相结合，为工程设计、城市规划提供参考。随着 PTHA 向着更精确更高效的方向迈进，PTHA 将发挥更加重要的作用。

1.3 本文主要思路及章节安排

本文章节安排如下：

第一章，绪论。介绍本文选题背景及研究意义，随后介绍了海啸危险性分析国内外的研究历史与现状，最后介绍本文的主要思路和章节安排。

第二章，确定对东南沿海有影响的地震海啸潜源以及相关参数。中国沿海周边分布着多条断裂带，结合其震级上限、地质构造背景及历史地震活动性等信息，选取能够对东南沿海产生影响的地震海啸潜源，进行 PTHA 计算时只考虑能够对中国东南沿海产生影响的海啸潜源，不考虑没有影响的潜源，提高计算效率。随后确定地震海啸潜源的活动性参数，为 PTHA 计算提供准备。

第三章，对整个东南沿海进行海啸危险性分析。根据第二章确定的地震海啸潜源活动性参数，制定地震海啸目录，采用数值模拟的方式得到地震海啸目录中事件对东南沿海产生的影响，并对每一个场点进行 PTHA 计算，得到海啸波高超越概率曲线和每个潜源对海啸波高的贡献率，以香港附近四个场点为例展示 PTHA 具体计算流程。最终绘制整个东南沿海的海啸危险性图，展示整个东南沿海地区波高超过 0.5m、1m、2m、3m、4m、5m 的超越概率，以及不同波高重现期。并分析东南沿海海啸危险性的区域性特征，以及东南沿海重要城市海啸危险性情况。

第四章，重点分析马尼拉区域海啸潜源对中国东南沿海产生的影响。马尼拉区域海啸潜源震级上限高、规模大，共被分为六段，采用确定性方法分析震源位于不同位置时，以及最不利场景时，对东南沿海产生的影响。随后分析了马尼拉

区域海啸潜源震级上限改变对 PTHA 结果的影响，并提出对 PTHA 方法改进的意见。

第五章，结论与展望。总结全文工作并对未来可能研究方向进行展望，包括在 PTHA 方法中考虑更多参数的不确定性，进行海啸淹没分析等研究工作。

第二章 海啸潜源选取及参数确定

2.1 引言

中国位于亚洲东部，与环太平洋地震带的西北段相邻，我国沿海地区附近分布着许多活动性很强的海啸局地潜源和区域潜源，这些海啸潜源在历史上均发生过多地地震。我国沿海周边海啸潜源中哪些能够对本文研究区域产生影响，确定我国周边海啸潜源的影响范围，选择能够对研究区域产生影响的海啸潜源是进行海啸危险性分析准备工作中的重要一步。同时，这些潜源的活动性参数对海啸危险性分析工作起着重要影响。本章通过对前人研究进行总结分析，确定影响我国东南沿海的海啸潜源，并确定这些海啸潜源的活动性参数，为后文的 PTHA 计算提供基础。

2.2 海啸潜源确定

中国大陆以东大陆架宽阔平缓，周围分布着日本列岛、朝鲜半岛、琉球群岛、印度尼西亚群岛、中南半岛等岛屿，这些岛屿形成了天然屏障，越洋海啸传播到中国沿海时能量衰减很快，阻挡了太平洋和印度洋传播的越洋海啸，所以我国沿海地区受越洋海啸影响较小，本文主要考虑区域海啸和局地海啸对我国沿海地区的影响。图 2-1 给出我国周边的区域海啸潜源和局地海啸潜源的位置以及历史海啸发生位置

我国南海位于欧亚板块、太平洋板块和澳大利亚板块交界处，地震活动性强。南海周围分布多个危险性较高的区域海啸潜源。2006 年美国地质调查局(USGS)海啸研究组(2006)认为南海周围的马尼拉俯冲带、琉球俯冲带以及苏拉威西俯冲带是危险性较高的三个区域海啸潜源，其中马尼拉海沟风险性最高。由于岛屿或海脊等天然屏障的阻隔，琉球俯冲带级苏拉威西俯冲带产生的海啸对我国沿海产生的威胁很小。马尼拉海沟直接面向我国东南沿海地区，若发生地震引发海啸将直接传播至中国东南沿海。马尼拉海沟位于欧亚板块向菲律宾板块的俯冲区，受到亚欧板块和菲律宾板块的挤压，板块活动剧烈，地震频发，历史上发生过多地大地震。目前已有很多研究表明马尼拉海沟具有潜在的海啸危险，将对中国沿海地区产生威胁。因此本文中区域海啸潜源只考虑马尼拉海啸潜源。

局地海啸潜源距海岸线较近，海啸传播到陆地时间短，通常只有几分钟到几十分钟，给人们做出反应的时间很短，尽管局地海啸潜源震级上限相对较小，但危害巨大。历史记载该区域发生过多地破坏性地震，引发的海啸造成一定的破坏(Ren et al, 2014; Mak et al, 2007)。因此应重视局地海啸潜源对我国沿海地区的影响。

任叶飞等人(Ren et al, 2014)根据最新颁布的第五代《中国地震动参数区划图》划分的中国及邻近地区 1206 个潜震源区, 结合其震级上限、地质构造背景及历史地震活动性等信息, 在我国沿海周边划分了 15 个局地海啸潜源。张鹏(2017)、杨智博(2015)的研究表明这 15 个局地海啸潜源中, 有 8 个海啸潜源对中国的东南沿海地区产生影响, 这 8 个局地海啸潜源的影响范围见表 2-3。

综上所述, 本文将马尼拉区域海啸潜源和中国近海 8 个局地海啸潜源确定为对我国东南沿海产生影响的海啸潜源, 表 2-1 给出了马尼拉区域海啸潜源相关参数, 表 2-2 给出了中国近海 8 个局地海啸潜源相关参数。

表 2-1 马尼拉区域潜源地质构造参数

节点	走向(°)	长度 (km)	宽度 (km)	平均深度 (km)	倾角 (°)	滑移角(°)	震级上限 (M_w)
MNL1	350	210	82	20	14	110	9.0
MNL2	29	310	109	20	20	110	
MNL3	3	135	66	20	20	90	
MNL4	351	140	66	20	20	90	
MNL5	353	166	71	20	30	50	
MNL6	308	142	66	20	30	50	

表 2-2 中国近海局地潜源地质构造参数

潜源编号	名称	走向 (°)	长度 (km)	宽度 (km)	深度 (km)	倾角 (°)	滑移角 (°)	震级上限 (M_w)
1	泉州断裂带	65	92	71	20	60	90	8.0
2	厦门 1 号断裂带	58	51	71	20	60	90	8.0
3	厦门 2 号断裂带	57	74	71	20	60	90	8.0
4	厦门 3 号断裂带	53	59	71	20	60	90	8.0
5	南澳断裂带	47	75	50	20	60	90	7.5
6	台湾西南断裂带	118	130	50	20	60	90	7.5
7	珠坳断裂带	74	52	50	20	60	90	7.5
8	担杆断裂带	63	135	50	20	60	90	7.5

表 2-3 中国近海局地潜源影响范围

潜源名称	纬度	经度
泉州断裂带	22°N-28°N	115°E-122°E
厦门 1 号断裂带	22°N-27°N	114°E-121°E
厦门 2 号断裂带	22°N-27°N	114°E-121°E
厦门 3 号断裂带	22°N-27°N	113°E-121°E
南澳断裂带	22°N-27°N	112°E-119°E
台湾西南断裂带	19°N-25°N	111°E-118°E
珠坳断裂带	19°N-24°N	110°E-116°E
担杆断裂带	19°N-24°N </td <td>110°E-115°E</td>	110°E-115°E

中国近海局地潜源规模较小，震级上限较低，影响范围有限，张鹏对中国近海的 8 个海啸潜源进行了波高的确定性分析，根据最不利场景的数值模拟结果得到泉州断裂带、厦门 1 号断裂带、厦门 2 号断裂带、厦门三号断裂带、南澳断裂带影响范围(按纬度划分)在 22°N-28°N 附近，涉及浙江省、福建省、广东省、台湾省，台湾西南断裂带、珠坳断裂带和担杆断裂带影响范围(按纬度划分)在 19°N-25°N 附近，涉及福建省、广东省、台湾省、海南省。图 2-2 给出本文选取的局地海啸潜源和区域海啸潜源的具体位置。

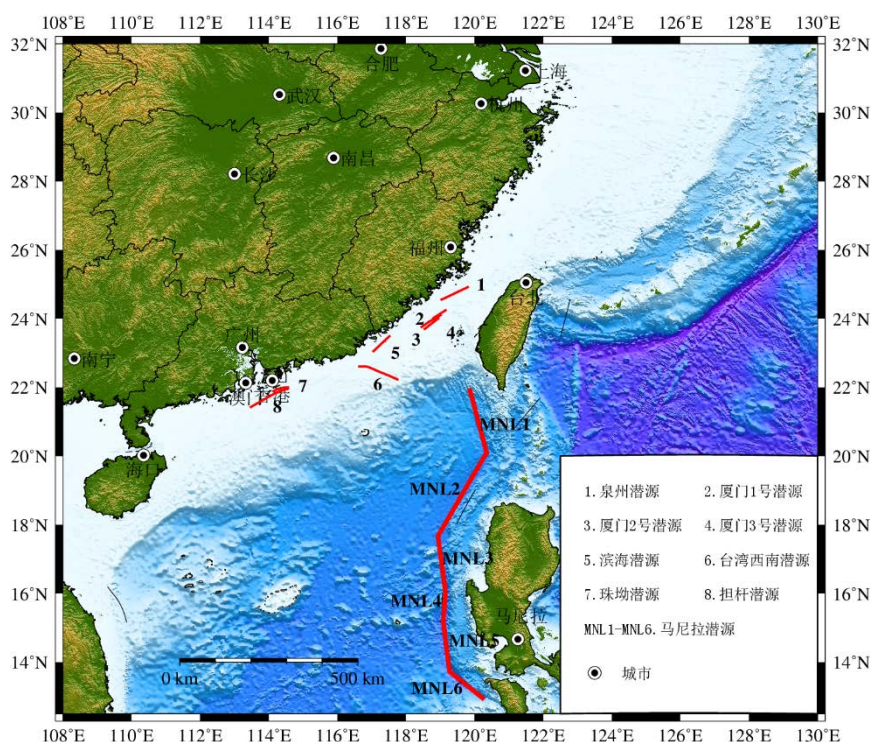


图 2-1 对我国东南沿海有影响的海啸潜源

2.3 潜源地震年发生率

确定可能发生地震海啸的潜源后，确定这些地震海啸潜源的地震年发生率是 PTHA 方法准备工作中的重要一步。

根据 Gutenberg 和 Richter 对地震震级频度的研究，他们提出地震震级和发生频度服从以下经验公式，该公式简称为 G-R 公式：

$$\log \lambda_m = a - bm \quad (2-1)$$

其中 m 为地震震级， λ_m 为对应震级为 m 的地震次数， a 和 b 为系数，通常由该地区历史地震统计分析得出。

根据式(2-1)可以得到震级 m 的累积分布函数：

$$\begin{aligned} F_M(m) &= P(M \leq m | m_{\min} \leq M \leq m_{\max}) \\ &= \frac{\lambda_{\min} - \lambda_m}{\lambda_{\min} - \lambda_{\max}} \\ &= \frac{1 - 10^{-b(m-m_{\min})}}{1 - 10^{-b(m_{\max}-m_{\min})}}, m_{\min} \leq m \leq m_{\max} \end{aligned} \quad (2-2)$$

震级 m 的概率密度函数：

$$f_M(m) = \frac{b \ln(10) \times 10^{-b(m-m_{\min})}}{1 - 10^{-b(m_{\max}-m_{\min})}}, m_{\min} \leq m \leq m_{\max} \quad (2-3)$$

其中 m_{\max} 为该区域内发生地震的震级上限， m_{\min} 为该区域内发生地震的震级下限。式(2-2) (2-3)变换形式得到：

$$F_M(m) = \frac{1 - \exp[-\beta(m - m_{\min})]}{1 - \exp[-\beta(m_{\max} - m_{\min})]}, m_{\min} \leq m \leq m_{\max} \quad (2-4)$$

$$f_M(m) = \frac{\beta \exp[-\beta(m - m_{\min})]}{1 - \exp[-\beta(m_{\max} - m_{\min})]}, m_{\min} \leq m \leq m_{\max} \quad (2-5)$$

其中 $\beta = b \times \ln 10$ 。

2.3.1 局地潜源地震年发生率计算

2015 年我国颁布了第五代《中国地震动区划图》，全国共划分了 29 个地震带，给出了各潜在震源区的震级上限和 b_{belt} 值，以及地震带内发生 4.0 级以上地震的年发生率 $\nu_{\text{belt}}(M \geq 4)$ 。本文所选取的 8 个近海局地潜源均位于东南沿海地震带内， $b_{\text{belt}}=0.87$ ， $\nu_{\text{belt}}(M \geq 4) = 5.6$ 海啸潜源的震级上限取对应潜在震源区的震级上限，具体取值见表 2-2。每个近海局地潜源的地震年发生率可根据潜源所属的潜在震源区的年发生率求得，每个地震带内分布着若干个震源区，在一个地震带内第 i 个潜在

震源区不同震级档的地震年发生率根据式(2-6)计算:

$$v_i(M_j) = v_{\text{belt}}(M_j) \cdot \gamma_i(M_j) \quad (2-6)$$

其中, $v_i(M_j)$ 表示第 i 个潜在震源区在第 j 个震级档的地震年发生率, $v_{\text{belt}}(M_j)$ 表示潜在震源区所属的地震带在第 j 个震级档的地震年发生率, $\gamma_i(M_j)$ 表示第 i 个潜在震源区在第 j 个震级档的地震年发生率占所属地震带的权重, 通常也称之为地震空间分布函数, $\gamma_i(M_j)$ 受多个因素影响, 其中潜在震源区的面积是一个重要因素, 在这里 $\gamma_i(M_j)$ 简单近似等于第 i 个潜在震源区占所属地震带面积的比重:

$$\gamma_i(M_j) = \frac{A_i(M_j)}{\sum_{i=1}^{N_{sj}} A_i(M_j)} \quad (2-7)$$

其中 $A_i(M_j)$ 表示第 i 个能够发生震级 M_j 的潜在震源区的面积, N_{sj} 表示地震带内能够发生震级 M_j 的潜在震源区的数量。在一个地震带内指定震级档的所有潜在震源区 $\gamma_i(M_j)$ 的和为 1:

$$\sum_{i=1}^{N_{sj}} \gamma_i(M_j) = 1 \quad (2-8)$$

本文选取的 8 个近海局地海啸潜源所对应的 6 个震源区面积及位置见图 2-3, 不同震源区采用不同的罗马数字表示。

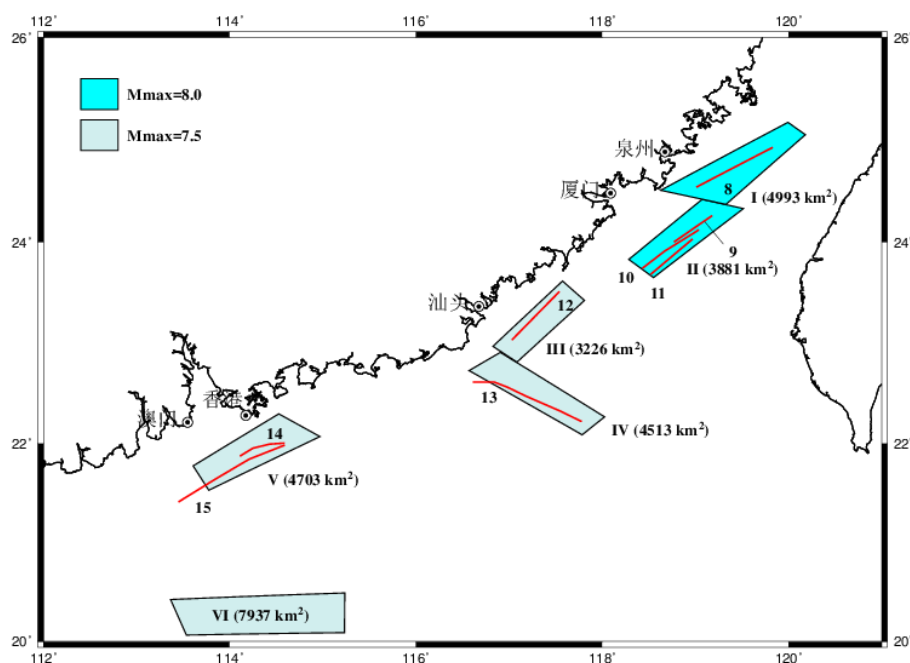


图 2-2 局地海啸潜源震源区位置和面积大小

震级档的定义为从震级下限 m_{min} 到震级上限 m_{max} 根据分档间隔 ΔM 分成若干

个区间, 这些区间称之为震级档。\$M_j\$ 表示第 \$j\$ 个震级档, \$j\$ 为大于等于 1 的整数(这里使用罗马数字表示):

$$m_{\min} + (j-1) \cdot \Delta M \leq M_j \leq m_{\min} + j \cdot \Delta M \quad (2-9)$$

$$j \leq \frac{(m_{\max} - m_{\min})}{\Delta M} \quad (2-10)$$

本文选取的 8 个近海局地海啸潜源所属地震带震级上限 \$m_{\max}=8.0\$, 震级下限 \$m_{\min}=4.0\$, 我们选取分档间隔 \$\Delta M=0.5\$, 共分成 8 档。我们认为能够诱发海啸的最小震级为 7.0, 所以我们只考虑震级档 \$M_{VII}\$ 和 \$M_{VIII}\$ 的地震年发生率。根据式(2-6), 计算 \$v_i(M_j)\$ 需确定 \$v_{\text{belt}}(M_j)\$ 和 \$\gamma_i(M_j)\$ 的值, 根据式(2-7)可以得到 \$\gamma_i(M_{VII})\$ 和 \$\gamma_i(M_{VIII})\$ 的值。结果见表 2-4。\$v_{\text{belt}}(M_{VII})\$ 和 \$v_{\text{belt}}(M_{VIII})\$ 计算过程如下:

根据式(2-4), 地震带内发生一次地震, 震级分布在震级档 \$M_{VII}\$ 和 \$M_{VIII}\$ 的概率为:

$$F_{\text{belt}}(M_{VII}) = F_{\text{belt}}(M = 7.5) - F_{\text{belt}}(M = 7.0) \quad (2-11)$$

$$F_{\text{belt}}(M_{VIII}) = F_{\text{belt}}(M = 8.0) - F_{\text{belt}}(M = 7.5) \quad (2-12)$$

计算过程中 \$\beta_{\text{belt}}=b_{\text{belt}} \times \ln 10=2.003\$, \$m_{\max}=8.0\$, \$m_{\min}=4.0\$。求得 \$F_{\text{belt}}(M_{VII})=1.554 \times 10^{-3}\$, \$F_{\text{belt}}(M_{VIII})=5.706 \times 10^{-4}\$, 根据式(2-13), 可以求出 \$v_{\text{belt}}(M_{VII})\$ 和 \$v_{\text{belt}}(M_{VIII})\$ 的值:

$$v_{\text{belt}}(M_j) = F_{\text{belt}}(M_j) \cdot v_{\text{belt}}(M \geq 4.0) \quad (2-13)$$

其中 \$v_{\text{belt}}(M \geq 4) = 5.6\$, 求得 \$v_{\text{belt}}(M_{VII}) = 8.7 \times 10^{-3}\$, \$v_{\text{belt}}(M_{VIII}) = 3.196 \times 10^{-3}\$。

根据式(2-7)可以求得 \$v_i(M_{VII})\$ 和 \$v_i(M_{VIII})\$, 从而根据每个近海海啸潜源的震级上限求得每个近海局地海啸潜源发生震级在 \$M_1^i\$ 和 \$M_2^i\$ 之间地震的年发生率 \$v_i(M_1^i \leq M \leq M_2^i)\$, \$M_1^i = 7.0\$, \$M_2^i\$ 根据每个海啸潜源的震级上限确定:

$$v_i(M_1^i \leq M \leq M_2^i) = \begin{cases} v_i(M_{VII}) & M_2^i = 7.5 \\ v_i(M_{VII}) + v_i(M_{VIII}) & M_2^i = 8.0 \end{cases} \quad (2-14)$$

具体计算结果见表 2-4。

表 2-4 局地潜源活动性参数

潜在震源 区编号	潜在海啸 源编号	b_i	M_2^i	A_i	$\gamma_i(M_{VII})$	$\gamma_i(M_{VIII})$	$v_i(M_1^i \leq M \leq M_2^i)$		
							$\times 10^{-3}$		
							$v_i(M_{VII})$	$v_i(M_{VIII})$	合计
I	1	0.87	8	4993	0.171	0.563	1.485	1.798	3.283
	2								
II	3	0.87	8	3881	0.133	0.437	1.154	1.398	2.552
	4								
III	5	0.87	7.5	3226	0.110	0.000	0.959	0.000	0.959
IV	6	0.87	7.5	4513	0.154	0.000	1.342	0.000	1.342
	7								
V	8	0.87	7.5	4703	0.161	0.000	1.399	0.000	1.399
	8								
VI			7.5	7937	0.271	0.000	2.361	0.000	2.361
合计				29253	1	1	8.700	3.196	11.896

2.3.2 区域潜源地震年发生率计算

马尼拉区域潜源活动性强，历史上发生过多地大地震，具有较丰富的地震历史记录，根据张鹏的总结，一次海底地震若想诱发海啸需满足以下三个条件：

- (1). 地震震级足够大
- (2). 震源深度浅
- (3). 逆冲型地震

我们使用如下公式计算符合这三个条件的马尼拉区域潜源地震年发生率

$$P_{pf} = P_{gr} \cdot P_f \cdot P_d \quad (2-15)$$

其中 P_{pf} 为符合如上三个条件的地震年发生率， P_{gr} 为符合震级条件的地震年发生率， P_f 表示发生地震为逆冲型地震的概率， P_d 表示震源深度满足条件的概率。

根据任叶飞的研究，马尼拉地区发生能够诱发海啸的地震，地震最小震级 $M_{min}=7.0$ ，该地区震级上限 $M_{max}=9.0$ 。

根据式(2-16)计算 P_{gr} ：

$$P_{gr} = (F(M_{max}) - F(M_{min})) \cdot v(M \geq 4) \quad (2-16)$$

其中 $F(M_{max})$ 和 $F(M_{min})$ 根据式(2-4)计算得到， $m_{min}=4.0$ ， $m_{max}=9.0$ ， $v(M \geq 4)$ 为马尼拉潜源发生 4.0 级以上地震的年发生率。通过对马尼拉潜源历史记录的分析

可以得到 ν 与 b 的值。

根据 USGS 的记录，马尼拉地区 1976-2015 年共发生 2212 次地震，震级大小从 3.1-7.3。对这四十年内的 2212 次地震进行 G-R 公式的拟合，得到：

$$\log \lambda_m = 7.87 - 1.09m \quad (2-17)$$

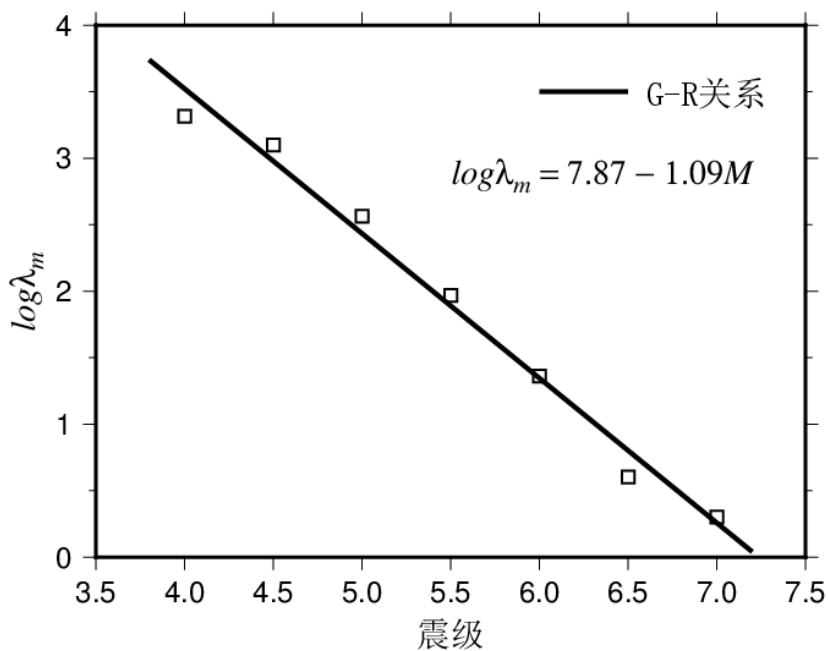


图 2-3 G-R 公式拟合

图 2-3 中数据见下表：

表 2-5 1976 年-2015 年马尼拉地区地震震级与频数

震级	$\log \lambda_m$
4	3.315551
4.5	3.099681
5	2.563481
5.5	1.968483
6	1.361728
6.5	0.60206
7	0.30103

根据上表可知 1976-2015 年这 40 年里，共发生 2068 次 4.0 级以上地震，平均每年发生 51.7 次。则 $\nu(M \geq 4) = 51.7$ ， $b = 1.09$ 带入式(2-16)，求得 $P_{gr} = 0.02758$ 。

根据 Historical Tsunami Data 中的海啸记录,从公元前 2100 年到现在由地震引发的海啸记录共 1691 条,其中 639 条记录较为可靠且具有震源深度记录,对这 639 条记录的震源深度进行统计分析,得到这 639 条记录大部分震源深度均小于 60km,因此我们认为震源深度小于 60km 的地震易诱发海啸。对马尼拉地区历史地震记录的震源深度统计分析,得到马尼拉地区震源深度在 0-60km 范围内的地震占有所有地震的比例为 80%, $P_d=0.8$

根据 GCMT 给出的历史地震的震源机制解,确定马尼拉地区逆冲型地震所占的比例,作为 P_f 。1976-2015 年 GCMT 共给出了 321 条马尼拉地区的震源机制解 (Dziewonski et al, 1981; Ekström et al, 2012),我们采用 Cliff Frohlich 提出的类三元相图求得逆冲型地震所占的比例(Frohlich et al, 1992)。分析得到逆冲型地震 159 次,占有所有地震的百分之四十九, $P_f=0.49$ 。

将上文求得的 P_{gr} 、 P_d 、 P_f 带入式(2-15)计算得到马尼拉地区能够诱发海啸的地震年发生率 $P_{pt}=0.0108$ 。

2.4 沿海检测点选取

为了研究海啸对中国东南沿海地区的影响,我们需要在关注地区附近的海上设置海啸波高的检测点,我们可以得到检测点所在位置在海啸数值模拟全过程中的水面高度变化,从而通过检测点的水面高度变化反映所在地区的危险性程度,以及海啸从产生到传播到该地区所需时间。因此确定检测点位置是 PTHA 准备工作中重要一环。在海啸传播过程中,海啸波高对水深非常敏感,在一次海啸中同一地区沿岸不同水深处设置检测点得到的最大波高相差很大,为了避免这种影响,我们统一将检测点设置在关注地区周围水深为 10m 的海上。

在本文中,我们关注的区域为中国东南沿海地区,18°N-30°N 纬度范围内的区域,北至浙江省舟山市,南至海南省三亚市,共包括浙江省、福建省、广东省、海南省四个省份。使用 ETOPO 提供的精度 1min 的全球水深地形数据,利用 ARCGIS 绘制中国东南沿海 10m 水深等深线,并截取纬度 18°N-30°N、经度 109°E-123°E 范围内的等深线。选取等深线连续且靠近陆地的部分,并将等深线进行平滑处理,将处理后的等深线离散成 1038 个间距相等的点作为检测点,检测点位置如图 2-4 所示。

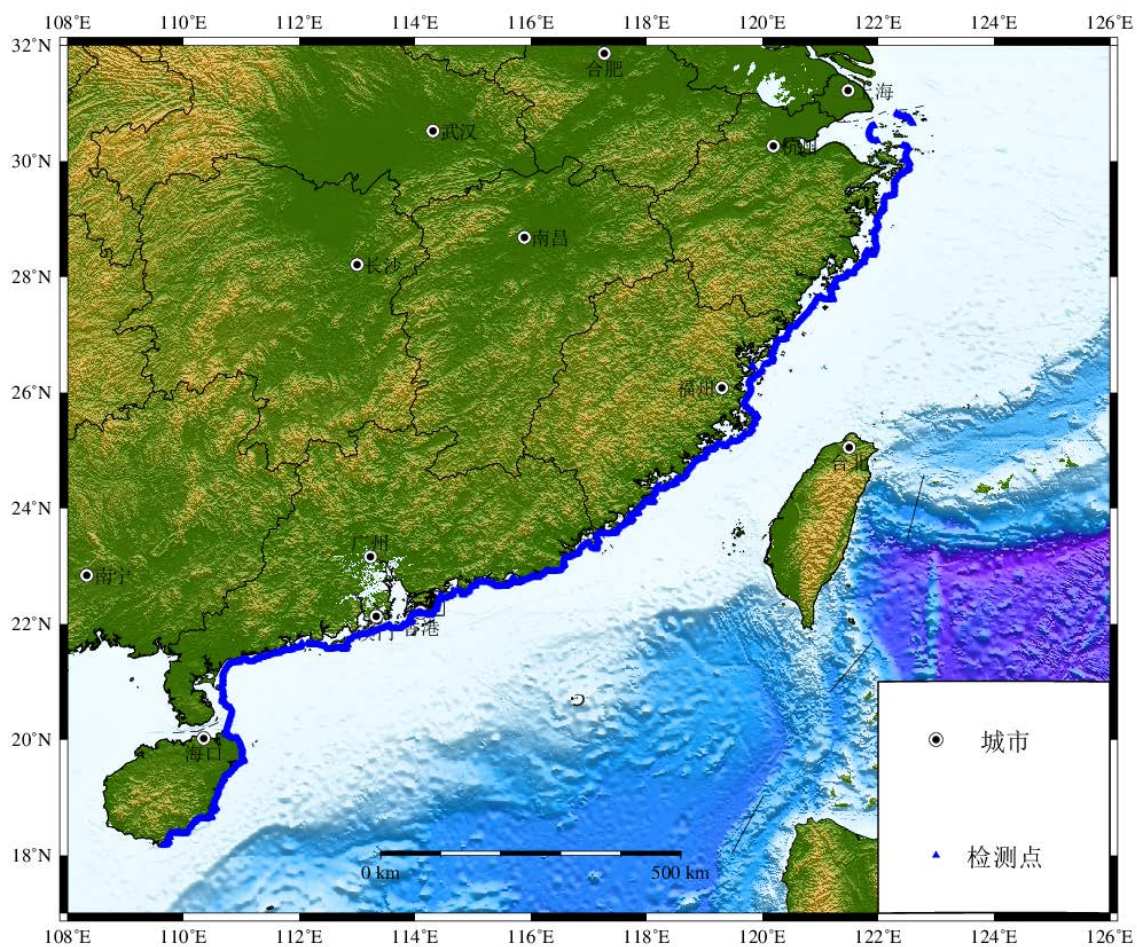


图 2-4 检测点位置

2.5 本章小结

本章根据中国东南沿海周边地震海啸潜源情况，选取对中国东南沿海地区有影响的 earthquake 海啸源，结合震级上限、地质构造背景及历史地震活动性等信息，共选出 9 个对中国东南沿海有影响的地震海啸潜源，其中包括 8 个局地海啸潜源和 1 个区域海啸潜源。

随后确定所选取的 8 个局地海啸潜源和 1 个区域海啸潜源地震年发生率，结果将用于 PTHA 计算中。

对于局地海啸潜源使用中国第五代地震动区划分的震源区及相关参数，利用震级频率公式，结合空间分布函数，得出每个局地海啸潜源地震年发生率。对于区域海啸潜源，潜源规模大，历史记录较丰富，统计海啸历史记录和海啸产生的原理，确定地震诱发海啸所需三个条件：(1)震级足够大(2)震源深度浅(3)逆冲型地震。根据对历史记录的统计拟合 G-R 公式得到潜源所在区域地震年发生率，并确定该区域符合海啸诱发条件的地震所占比例，最终计算出马尼拉潜源能够诱发海

啸的地震年发生率。

最后，使用 ETOPO 经度为 1min 水深地形数据，在中国东南沿海水深为 10 米处选出 1038 个检测点，记录海啸发生过程中水面高度的变化。

第三章 海啸危险性图编制

3.1 引言

2004年印度洋海啸引起了全球范围内对海啸危险性分析的关注,2011年日本地震海啸极大促进了海啸危险性的研究。目前海啸危险性评估有两种方法,第一种是较为保守的确定性方法,这种方法基于最不利海啸场景的模拟,此方法中海啸生成、传播、淹没过程只基于单一场景,计算量小,通常被用于制定海啸疏散计划等将人的生命安全作为首要考虑目标的研究中,这种最不利场景发生的概率通常很小,将此方法的结果作为沿海地区海啸风险决策的参考是不合适的(Yan et al, 2013)。第二种方法是概率海啸危险性分析(PTHA),这种方法类似于 Cornell 首创并在 1970 年后逐渐被认可的概率地震危险性分析方法(PSHA)。PTHA 方法是一个概率性方法,精确分析确定的海啸源区和相关场景对特定场点的影响,从风险管理的角度来说对海啸危险性的精确分析对于海啸减灾、控制海啸风险是至关重要的,尽管 PTHA 方法计算量非常大,但是 PTHA 的结果可用于分险决决策的参考,为沿海工程设计提供重要参考依据(Chock, 2016)。

目前我国已逐步展开概率海啸危险性分析工作,很多研究人员针对我国某个小范围地区进行了概率海啸危险性评价。本章将目光放眼于中国整个东南沿海地区,进行大范围的海啸危险性评估。根据第二章确定的对我国东南沿海有影响的地震海啸潜源,综合考虑区域海啸潜源和局地海啸潜源对我国东南沿海的影响,采用基于蒙特卡罗技术的 PTHA 方法分析我国东南沿海面临的海啸危险性,并编制中国东南沿海地区海啸危险性图,与不同海啸场景相对应,是海啸减灾的一种有效手段同时也为沿海重大工程选址、沿海地区结构设计提供有效的依据。

3.2 PTHA 方法介绍

PTHA 方法源于 PSHA 方法,PSHA 方法最早由 Cornell 在 1968 年提出。Lin 和 Tung(1982)²³²³、Rikitake 和 Aida(1988)¹²⁶⁸、Downes 和 Stirling(2001)¹ 等人借鉴 PSHA 方法,最早提出了 PTHA 方法。Geist 和 Parsons(2006)²⁷⁷ 对 PTHA 方法进行了进一步的改进。在他们的方法中,提出对于历史海啸记录较少的地区,使用海啸数值模拟的方法对历史记录进行补充,将数值模拟方法与历史海啸记录相结合,分析海啸危险性。在 2004 年印度洋海啸后,世界范围内的其他地区也开展了很多 PTHA 研究,包括澳大利亚、加勒比海、印度洋西北部的莫克兰地区、地中海地区、墨西哥地区、南中国海、美国东海岸等地区。2011 年日本海啸极大的促进了 PTHA 研究的发展,更多的地区开展了 PTHA 研究,包括日本、加拿大、新西兰、印度

尼西亚等地区。PTHA 方法与 PSHA 方法相似，在 PSHA 中我们通常关心地面运动参数，例如 PGA、 S_a 等参数，在 PTHA 中我们通常关注海岸线附近场点的最大海啸波高。两种方法的对地震模型的统计方法是一致的，唯一的不同是 PTHA 不关心在陆地上发生的地震。PSHA 与 PTHA 主要区别在于，PSHA 使用衰减关系即特定时刻断层释放的地面运动的参数与距离的函数来求得地震对我们关注的场点的影响。但在 PTHA 中，采用数值模拟海啸波的激发和传播方法代替衰减关系。

进行海啸危险性评估的挑战在于，我们需要预测未来发生的海啸事件的海啸潜源特征，例如：位置、震级、滑移分布等，以及预测海啸的生成过程与传播过程。尤其是海啸的生成阶段受复杂的地震相互作用所影响，传播阶段受复杂的水深变化所影响。由于海啸生成与传播的复杂性带来的计算量的挑战，导致目前沿海城市海啸危险性图只关心海啸的最大波高。

本文总结适用于中国沿海地区的 PTHA 方法如下：

第一步：确定地震海啸潜源，选取研究区域周边的地震潜源。结合其震级上限、地质构造背景及历史地震活动性等信息，选择可能诱发海啸并对研究区域产生影响的地震潜源，作为地震海啸潜源。

第二步：对所选取的地震海啸潜源进行活动性参数分析。针对局地海啸潜源和区域海啸潜源采用不同的方法计算能够诱发海啸的地震年发生率。并得到每个地震海啸潜源震级的累积分布函数。

第三步：使用 Monte Carlo 技术采样制定地震海啸目录。假设第 i 个地震海啸潜源随机发生 N_i 次地震，针对每个地震海啸潜源使用 Monte Carlo 技术进行 N_i 次采样，使样本的震级分布满足第二步求得的震级累积分布函数，震中位置满足在地震海啸潜源上均匀分布(将地震海啸潜源考虑为线源)。断层破裂的长度、宽度、滑移量等根据与震级相关的经验公式确定。将 Monte Carlo 技术采样出的包含震级、震中位置、破裂长度、宽度、滑移量等参数的样本作为地震海啸目录

第四步：数值模拟。对第三步制定的地震海啸目录中 N_i 次地震，进行数值模拟，模拟每一次地震诱发海啸从生成到传播到我们关注场点的全过程，记录每一次模拟，关注场点海啸波高的最大值。

第五步：计算每个场点最大海啸波高超越概率。统计 i 个地震海啸潜源发生 N_i 次地震海啸情况下，我们所关注的每个场点的最大海啸波分布情况，使用相应统计分布函数进行拟合，结合第二步求出的每个地震海啸潜源的地震年发生率，最终计算出每个场点最大海啸波高超越概率。

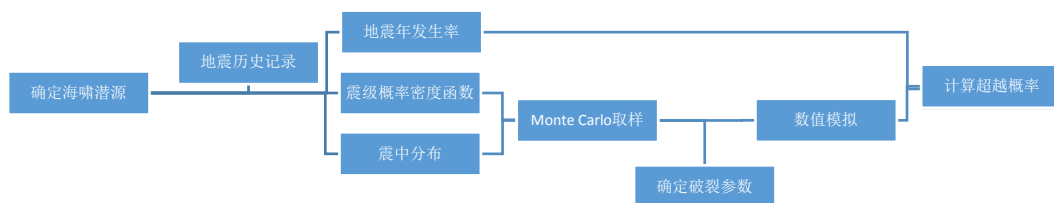


图 3-1 PTHA 流程图

3.3 东南沿海地区 PTHA 计算

根据上文总结 PTHA 方法流程对中国东南沿海地区进行概率海啸危险性分析，在第二章中我们已经确定了对东南沿海地区产生影响的地震海啸潜源：8 个局地海啸潜源和 1 个区域海啸潜源，采用相应的方法计算出每个潜源的震级概率密度函数以及能够诱发海啸的地震年发生率，并给出了每个潜源的构造参数(见表 2-1 和 2-2)。下文将进行中国东南沿海概率海啸危险性分析的后续计算。

3.3.1 Monte Carlo 方法制定地震海啸目录

Monte Carlo 方法是以计算机为平台的一种随机采样技术，又称随机采样技巧，起源于二十世纪四十年代，由于科学技术的发展和电子计算机的发明，这种方法作为一个独立的方法被提出，并首先在核武器的实验与研制中得到了应用。由于 Monte Carlo 方法直观易懂、简单有效等特点以及计算机技术的迅猛发展，该方法已应用到多个研究领域。

在本节中，对所选取的每个地震海啸潜源，使用 Monte Carlo 方法进行采样，制定地震海啸目录，使制定的地震海啸目录更准确科学的描述地震海啸发生的随机情况。

第一步：依据式(2-5)计算每个地震海啸潜源震级概率密度函数，使用 Monte Carlo 方法依据震级概率密度函数对震级进行采样，使采样出的随机数(震级)服从震级概率密度函数。对于局地海啸潜源，潜源震级范围较小、规模较小，使用 Monte Carlo 方法对震级进行 100 次采样。对于区域潜源，潜源震级范围大、规模大，使用 Monte Carlo 方法对震级进行 600 次采样。

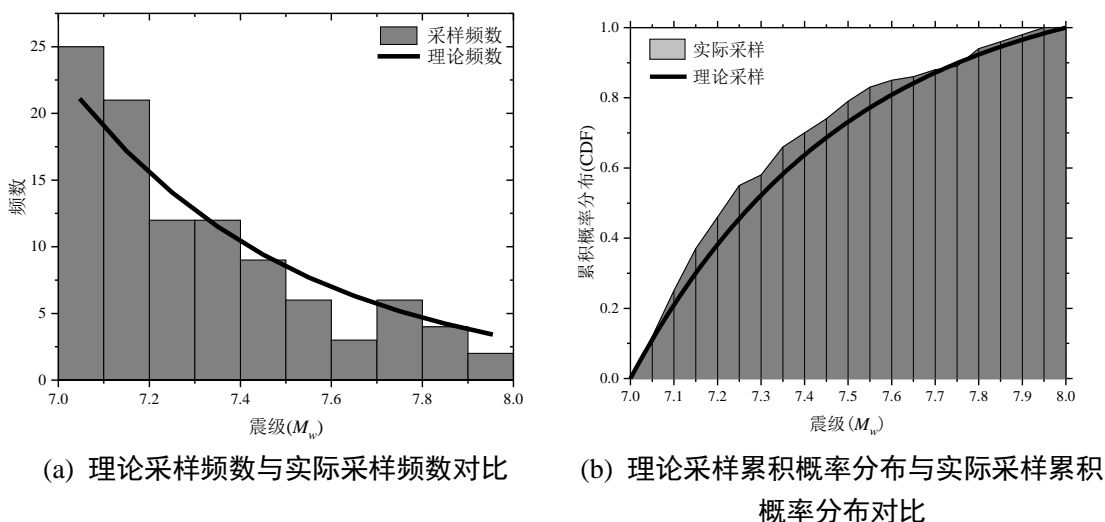


图 3-2 泉州断裂带震级采样结果

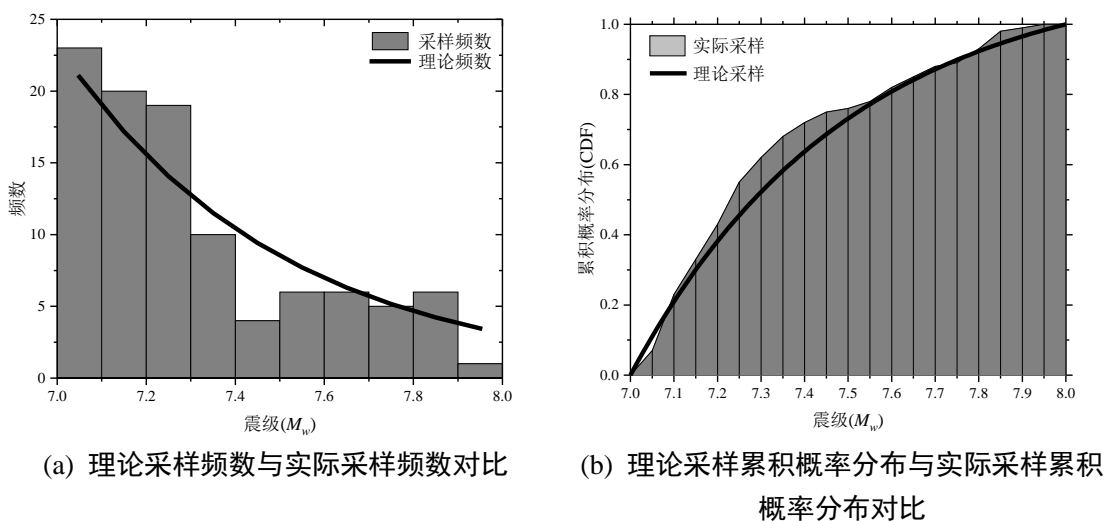


图 3-3 厦门 1 号断裂带震级采样结果

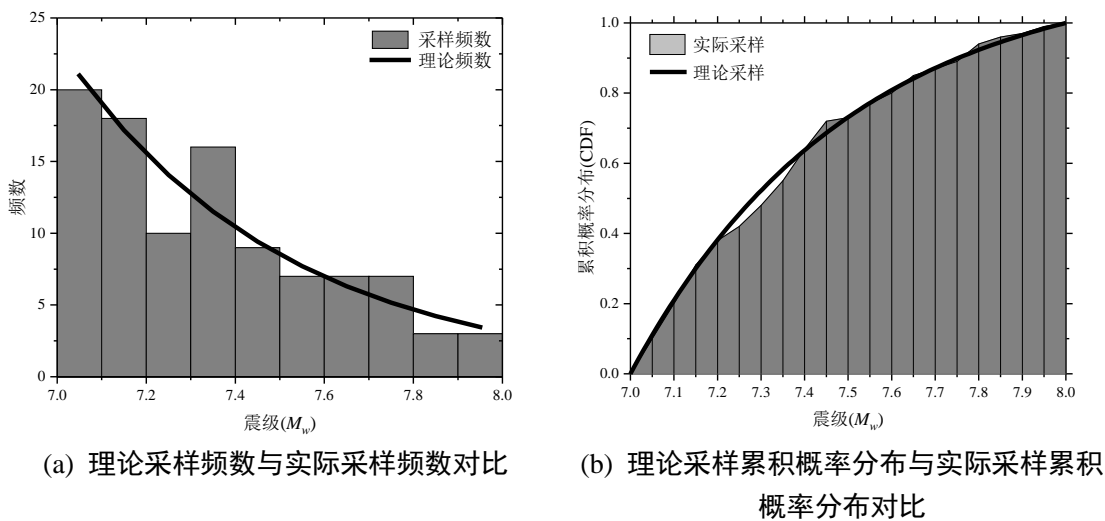


图 3-4 厦门 2 号断裂带震级采样结果

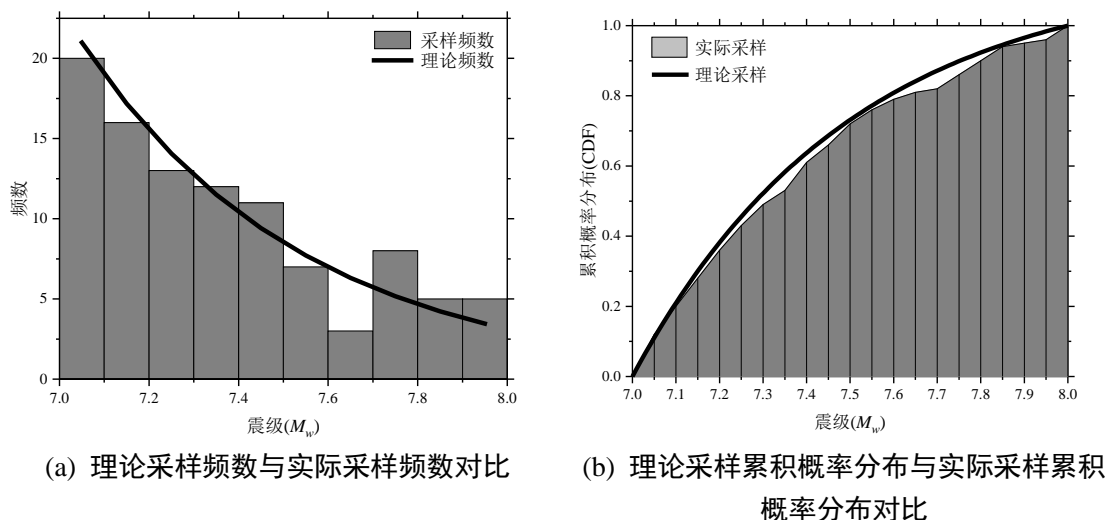


图 3-5 厦门 3 号断裂带震级采样结果

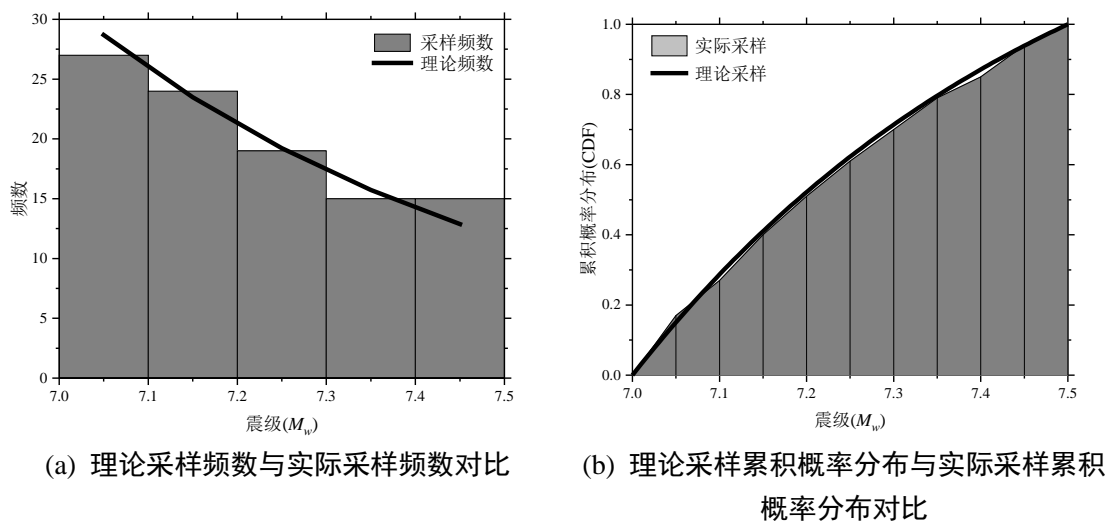


图 3-6 滨海断裂带震级采样结果

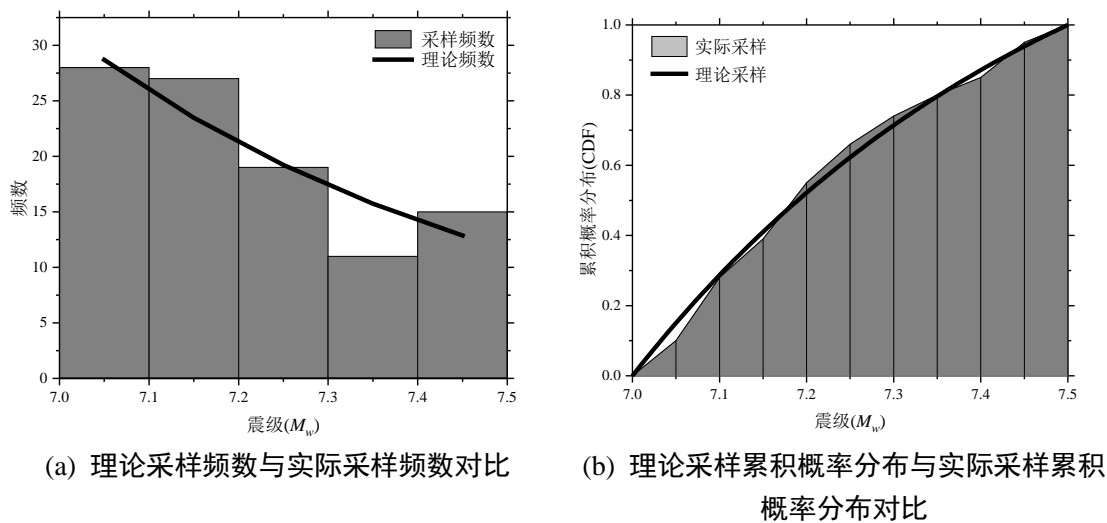


图 3-7 台湾西南断裂带震级采样结果

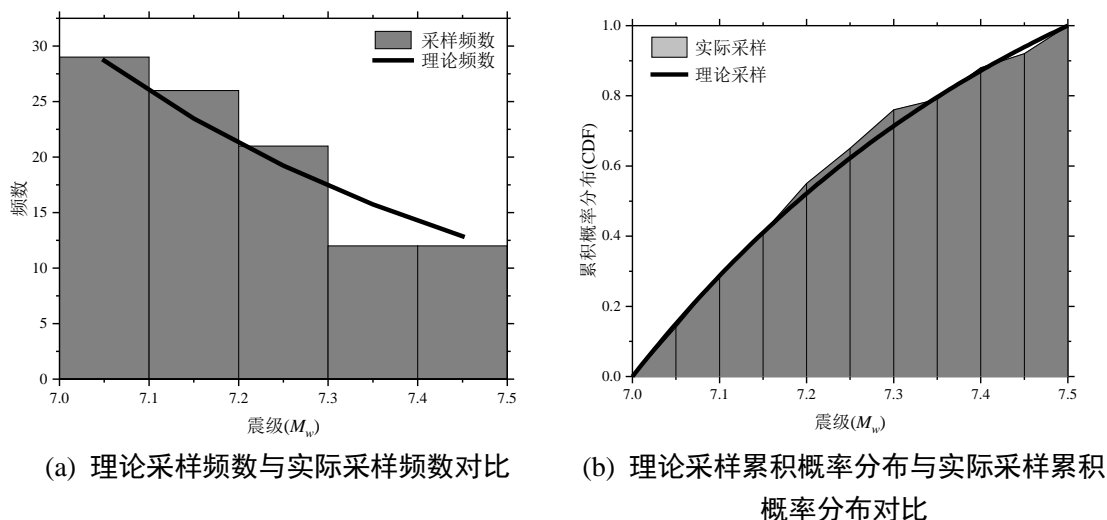


图 3-8 珠坳断裂带震级采样结果

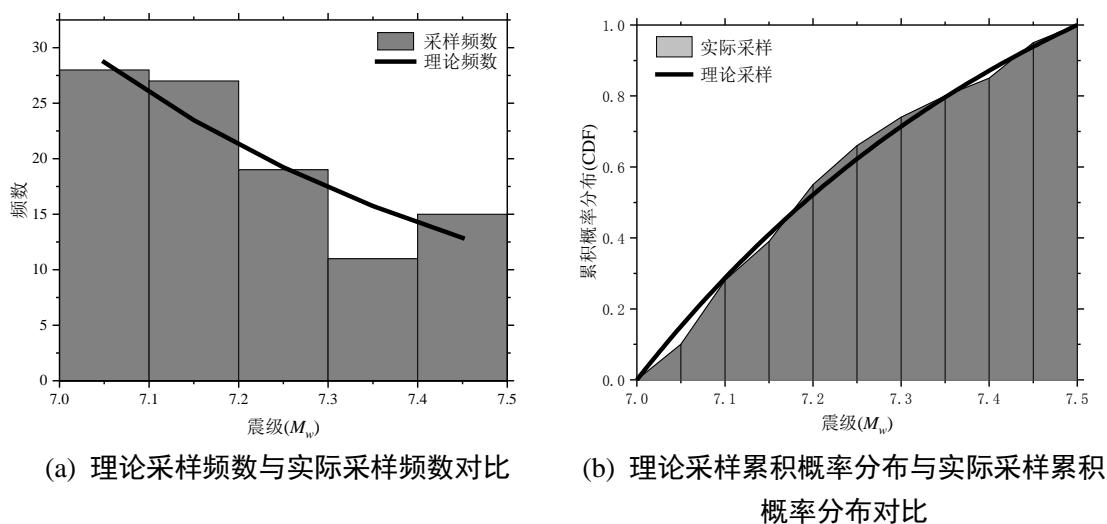


图 3-9 担杆断裂带震级采样结果

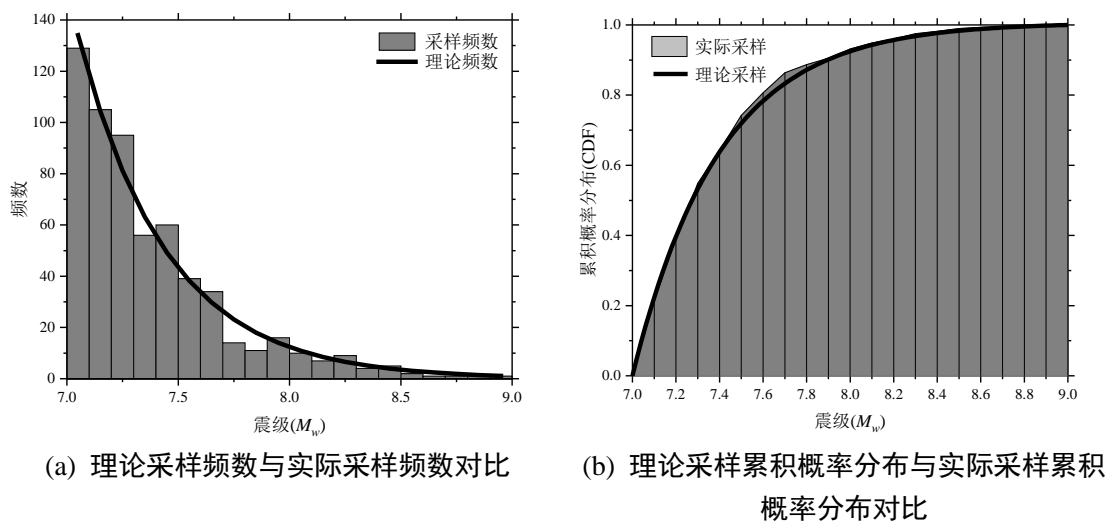
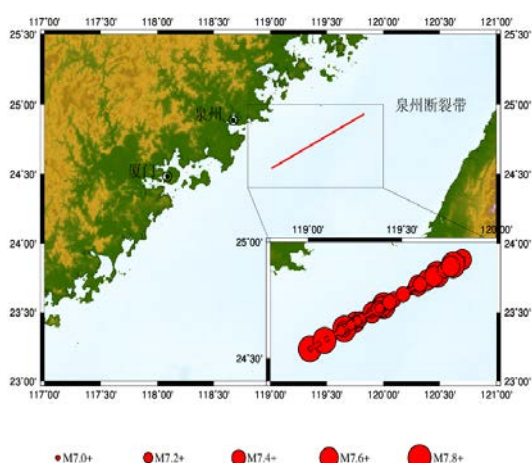


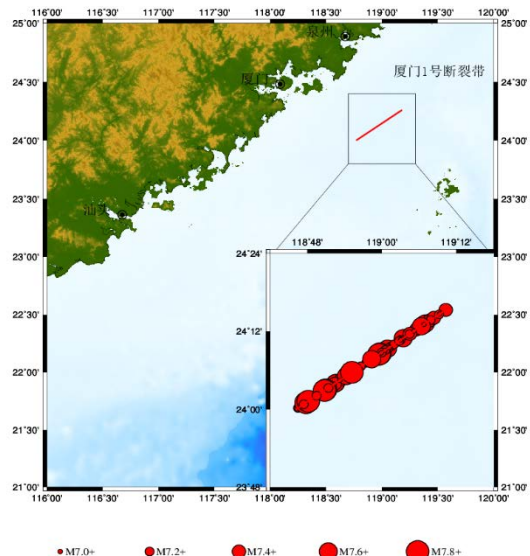
图 3-10 马尼拉断裂带震级采样结果

图 3-2 至 3-10 给出了 Monte Carlo 方法在我们所选取的 9 个地震海啸潜源上震级采样情况。采样出的震级实际分布情况与理论分布情况符合。值得注意的是，滨海断裂带、台湾西南断裂带、珠坳断裂带、担杆断裂带震级范围均为 7.0-7.5，相较于震级范围为 7.0-8.0 的泉州断裂带、厦门 1 号断裂带、厦门 2 号断裂带、厦门 3 号断裂带震级范围较小，在同样取样 100 次的情况下滨海断裂带、台湾西南断裂带、珠坳断裂带、担杆断裂带采样的实际震级频数与理论震级频数符合程度更高。马尼拉断裂带震级范围 7.0-9.0，断裂带规模较局地潜源大的多，采样 600 次，得到采样的实际震级频数与理论震级频数吻合程度更高。因此采样次数越高实际震级频数与理论震级频数吻合程度越高。由于计算能力有限，采样次数不能无限制的增加，为了权衡计算效率与计算精度，规模较小的局地海啸潜源采样 100 次，规模较大的区域海啸潜源采样 600 次。

第二步：确定震中位置。根据第一步震级采样结果，对于每个潜源，将地震海啸潜源考虑成线源，将每次地震事件按照空间分布在断裂带上匹配震中位置，使用 Monte Carlo 技术使震中位置在整个断层上随机分布。



(a)泉州断裂带采样震中位置分布



(b)厦门 1 号断裂带采样震中位置分布

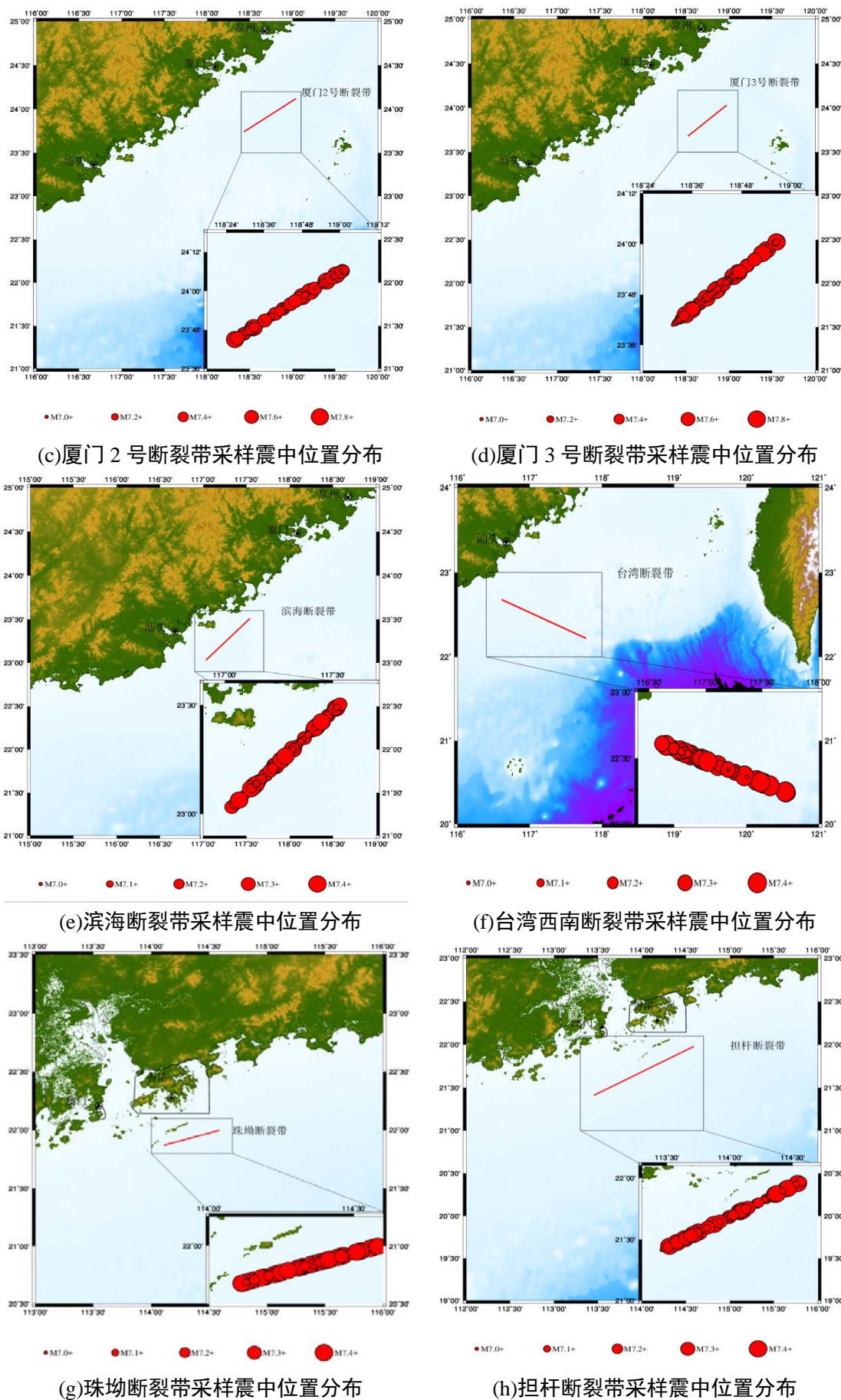


图 3-11 局地潜源 Monte Carlo 采样震中位置分布

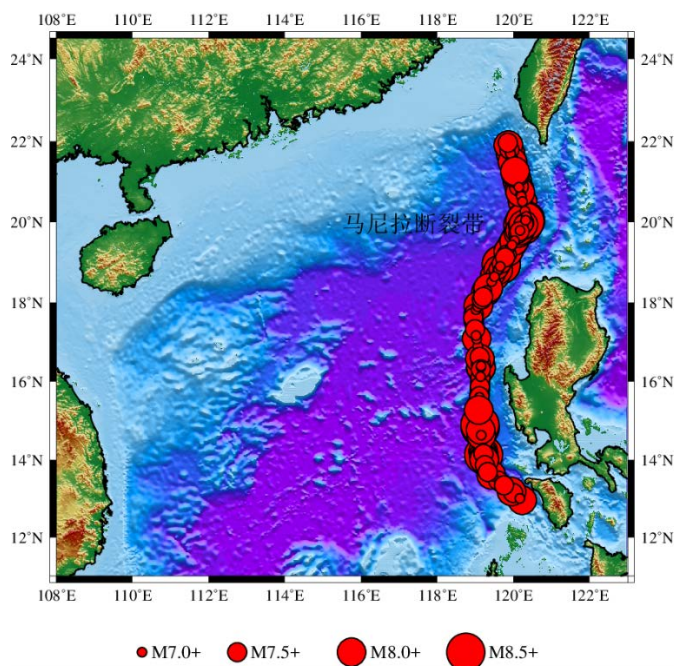


图 3-12 马尼拉断裂带 Monte Carlo 采样震中位置分布

图 3-11、3-12 展示了每个潜源上每次地震事件的震中位置分布。

第三步：确定破裂参数。当地震事件震级和震中位置确定后，下一步根据震级大小确定断层破裂参数，例如：断层破裂的几何参数、平均滑移量、走向、倾角、震源深度等。这些参数通常由对已经发生的地震的断层破裂参数进行统计分析得到的经验公式确定(Murotani et al, 2013; Papazachos et al, 2004; Leonard, 2010; Strasser et al, 2010; Blaser et al, 2010; Wells et al, 1994; Somerville, 1999; Mai, 2000)。

局地海啸潜源的破裂长度 L 和宽度 W 根据 Wells 和 Coppersmith 提出的经验公式确定(Wells et al,1994):

$$\log L = 0.58M - 2.42 \quad (3-1)$$

$$\log W = 0.41M - 1.61 \quad (3-2)$$

式中 L 为断层破裂长度， W 为断层破裂宽度， M 为震级大小(矩震级)，平均滑移量 D 的估计，采用以下公式计算(Aki, 1966):

$$M_0 = \mu LWD \quad (3-3)$$

$$M_w = \frac{2}{3} \log M_0 - 10.7 \quad (3-4)$$

其中 μ 为地壳介质剪切刚度， L 为断层破裂长度、 W 为断层破裂宽度、 D 为平均滑移量、 M_w 为矩震级。矩震级大小跟据第一步 Monte Carlo 震级采样结果确定。

μ 可根据式(3-5)确定:

$$V_s = \sqrt{\frac{\mu}{\rho}} \quad (3-5)$$

其中 V_s 为剪切波速、 ρ 为介质密度。我国大陆地区 $\rho=2.7\text{g/cm}^3$, $V_s=3.6\text{km/s}$ 。通过计算得到 $\mu=35\text{Gpa}$ 。

区域海啸潜源的破裂长度 L 、宽度 W 根据 Papazachos 提出的经验公式确定 (Papazachos et al, 2004), 平均滑移量 D 根据式(3-3)确定:

$$\log L = 0.55M - 2.19 \quad (3-6)$$

$$\log W = 0.31M - 0.63 \quad (3-7)$$

其中 M 为震级大小(矩震级)。

通过 Monte Carlo 方法进行采样, 得到局地海啸潜源和区域海啸潜源每个地震事件的震级和震中位置后, 分别使用式(3-1)、(3-2)、(3-3)和(3-6)、(3-7)计算每个地震事件的破裂长度、破裂宽度、平均滑移量, 每个地震事件倾角、走向等参数参考表 2-1 和表 2-2。

通过以上方法, 我们针对每个潜源制定了一个地震海啸目录, 每个局地海啸潜源的地震海啸目录中包含 100 个地震事件, 区域海啸潜源中包含 600 个地震事件。每个地震海啸目录中包含了震级、震中位置、破裂长度、破裂宽度、平均滑移量、走向、倾角等参数, 地震海啸目录详情参见附录。

3.3.2 地震海啸数值模拟

随着计算机技术的快速发展, 以及海啸研究热度的持续增加, 海啸数值模拟技术得到不断的发展并逐渐成熟, 多个成熟稳定的海啸数值模拟程序被开发使用。

目前主流的海啸数值模拟程序主要有三个: 日本东北大学开发海啸数值模型 TUNAMI, NOAA 开发的 MOST、Cornell 大学开发的 COMCOT。在全球范围内, 这三个海啸数值模型计算精度经过研究人员的反复验证, 计算精度得到认可, 并在海啸研究中广泛使用(Huang et al, 2011; Okal et al, 2010)。如 Heidarzadehs(2011)使用 TUNAMI-N2 模拟海啸生成与传播计算了莫克兰海域海啸危险性、Synolakis(2010)将 MOST 模型应用到印度洋海啸危险性分析中, 并验证了 MOST 的稳定性和鲁棒性、Barberopoulou(2011)将 MOST 模型应用到加利福尼亚地区的海啸危险性分析中。POWER 等人(2012)使用 COMCOT 模拟新西兰地区海啸的产生与传播, 并分析该地区海啸危险性情况。除了这三个主流的海啸数值模型外, 还有很多海啸数值模型被应用于不同的地区, 如 David George 开发的 Geoclaw、我国海洋环境预报中心开发的 CTUS、Philip Watts 开发的 Geowave 等。

在本文中采用 COMCOT 数值模型模拟海啸的生成与传播的全过程。COMCOT 由康奈尔大学 Philip Liu 课题组开发研制, 并由王晓民博士进行维护与更新, 经过

多次版本更迭已更新到 COMCOT V1.7 版本，是以上三种主流海啸数值模型中使用最为广泛的一个。COMCOT 使用 Fortran 语言进行编写以浅水方程作为控制方程，并采用显示交错蛙跃有限差分法求解球坐标和笛卡尔坐标下的浅水方程，能够有效的模拟海啸波的整个生命周期，包括生成、传播、爬高。COMCOT 拥有以下特点：

- (1). 多层网格嵌套模式，在开方区域可以使用较大网格研究海啸的传播，在近岸区域可以使用更精细的网格，保证计算效率与计算精度得兼顾。
- (2). 可根据计算区域，选择球坐标系或笛卡尔坐标系进行计算。
- (3). 可根据计算区域，选择线性浅水方程或非线性浅水方程，在近海区域非线性浅水方程计算结果更为可靠，在远海区域使用线性浅水方程计算效率更高。
- (4). 提供多种海啸形成机制，如地震、海底滑坡、人造波等。
- (5). 海陆交界采用移动边界条件，若波高足以进入陆地时，容许海水进入陆地网格，进行淹没范围的模拟。
- (6). 可以设置模拟区域底部粗糙度，可设置为常量或变量。

由于 COMCOT 海啸模型的以上特点，以及模型的准确性和适用性已得到了验证可靠性高，使用广泛等因素，我们在此选择 COMCOT V1.7 作为本次研究的数值模型。对上节制定的地震海啸目录中的每一次地震海啸事件进行数值模拟。我们假设海床变形与水面抬升同时发生，既初始水面抬升等于海床的变形。设置地震为海啸形成机制，断层模型共需要输入：震中纬度、经度、震源深度、破裂面长度、宽度、平均滑移量、走向角、倾角、滑移角等九个参数，这九个参数均已在地震海啸目录中给出。网格大小设置为 0.5 弧分，时间步长设置为 1.5 秒，满足数值模拟的 CFL 稳定条件，数值积分最大容许事件步长随网格间距而改变：

$$\Delta t \leq \frac{\Delta x}{\sqrt{gh_{\max}}} \quad (3-8)$$

其中 Δt 为时间步长， Δx 为网格间距， h_{\max} 为各网格中最大水深， g 为重力加速度。

对于地震海啸中每个地震海啸事件，设置好参数后在球坐标系下使用线性浅水模拟海啸的生成与传播，记录每次地震海啸事件发生后 10 个小时时间范围内检测点处水面高度变化。

3.3.3 PTHA 计算

统计每个检测点在海啸模拟全过程中最大波高，在我们设置的 1038 个检测点中，以第 367 号、361 号、353 号、342 号检测点为例进行 PTHA 计算。367 号、

361 号、353 号、342 号检测点如图 3-13 所示：

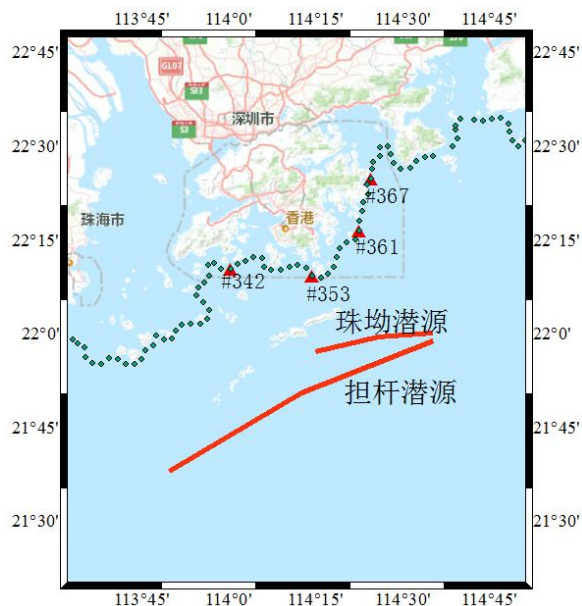


图 3-13 算例检测点位置

在图中，红色的三角形符号代表本节的算例场点，黑色的原形符号代表第二章所设置的 1038 个检测点。如图所示，4 个算例检测点均匀分布在香港的周围水深为 10m 的海上，以这四个检测点的 PTHA 结果代表香港海啸危险性水平。

表 3-1 检测点位置

检测点	经度	纬度
#342	114.00°E	22.17°E
#353	114.24°E	22.15°E
#361	114.37°E	22.27°E
#367	114.41°E	22.41°E

统计每个海啸潜源的地震海啸目录中所有地震海啸事件在这四个检测点产生的最大波高，根据 Choi(2002)的统计，海啸波高满足对数正态分布，其概率密度函数表示如下：

$$f_i(h) = \frac{1}{\sqrt{2\pi}h\sigma} \exp\left\{-\frac{[\ln(h) - \mu]^2}{2\sigma^2}\right\} \quad (3-9)$$

其中， h 表示海啸波高， μ 表示 $\ln(h)$ 的平均值， σ 表示 $\ln(h)$ 的标准差。

针对每个海啸潜源，根据式(3-10)将海啸数值模拟得到地震海啸目录中所有地震海啸事件在这四个检测点产生的最大波高进行对数正态分布拟合，得到海啸波

高概率密度函数，如下图所示：

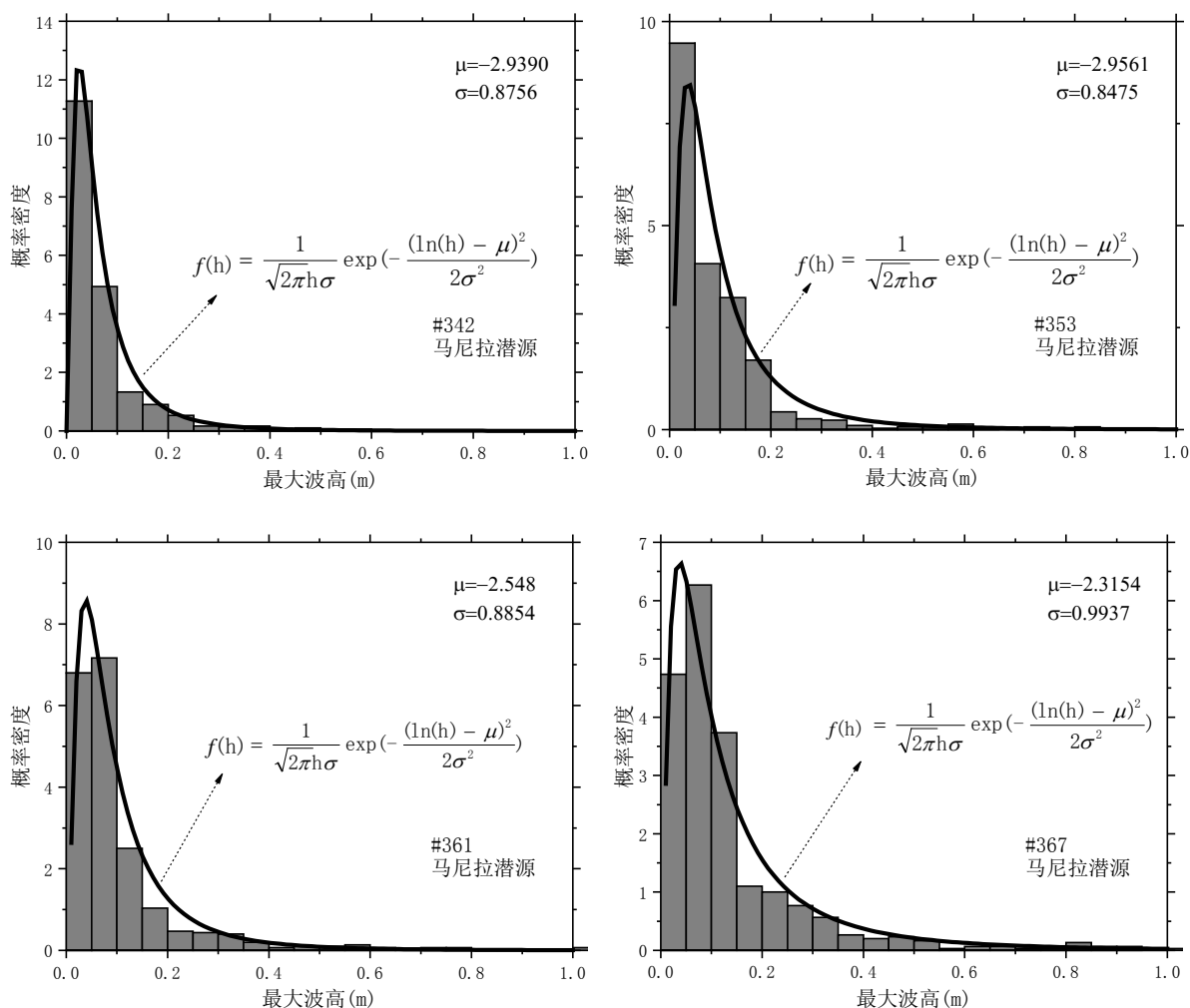


图 3-14 马尼拉潜源地震海啸事件在#342、#353、#361、#367 场点波高拟合

图中灰色柱状图为最大波高的概率密度统计，黑色曲线为采用对数正态分布拟合统计结果得到的概率密度曲线图中给出了均值 μ 和标准差 σ 的值。从图中可以看出拟合结果与统计结果吻合程度良好。区域海啸潜源马尼拉潜源震级上限高，上图中只截取了最大波高小于 1.0m 的部分，实际上马尼拉潜源在#342 检测点最大波高的最大值达 1.7m，在 353 检测点达 1.85m,361 检测点达 3.75m，367 检测点达 3.95m。从上图的最大波高分布可以看出，#367 检测点和#361 检测点海啸波高集中于 0.05-0.1m，#342 场点和#353 检测点海啸波高集中于 0.0-0.05m。这种差异的主要原因是，马尼拉地震海啸潜源位于香港东南方向，从图 4-12 可以看到，#342 检测点和#353 检测点南面存在一条岛链，马尼拉地震海啸潜源产生的海啸传播到这两个检测点的过程中，经过这条岛链，使能量产生衰减，导致#342 和#353 场点最大海啸波高小于#361 和#367 检测点。

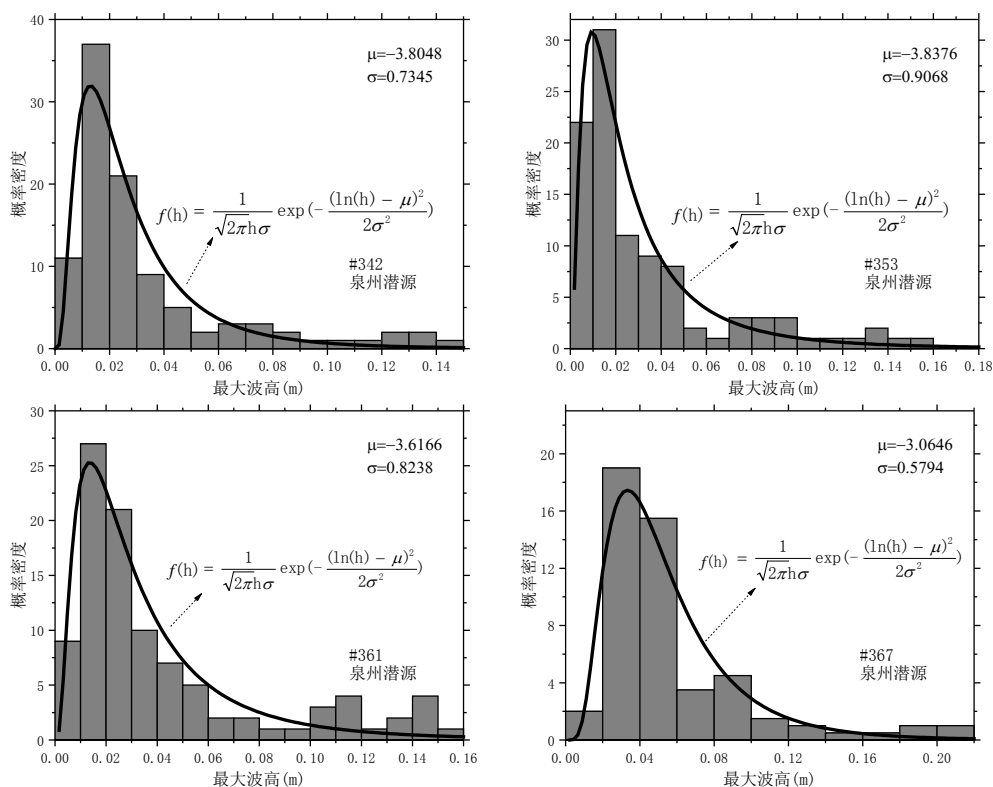


图 3-15 泉州潜源地震海啸事件在#342、#353、#361、#367 场点波高拟合

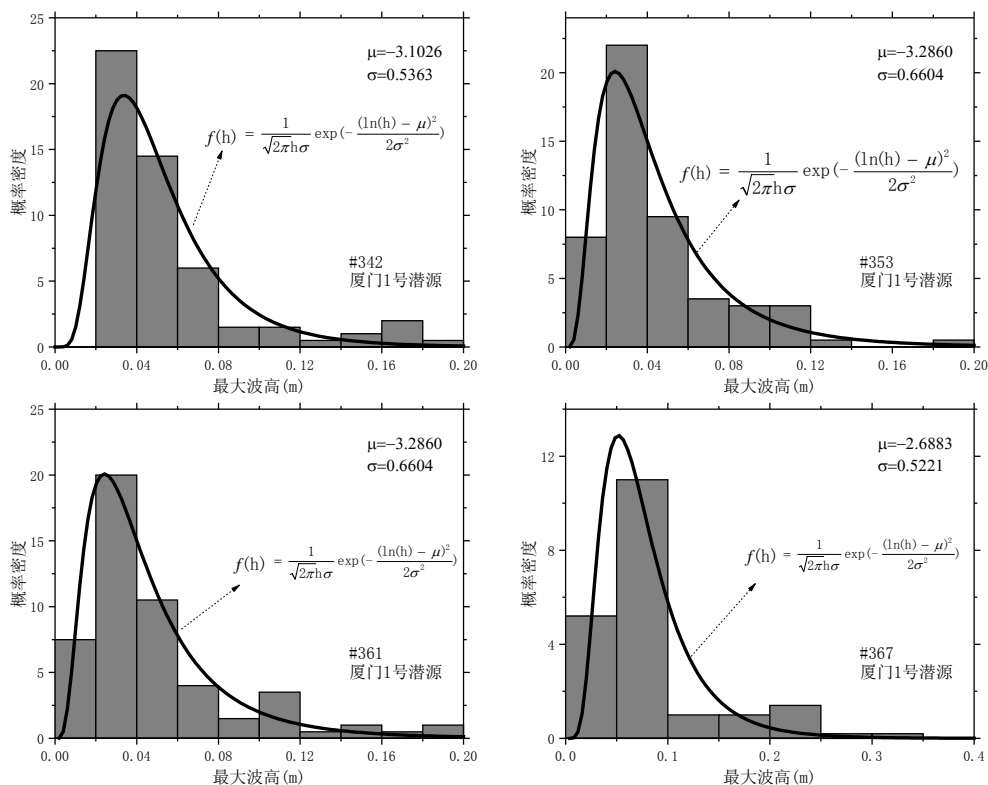


图 3-16 厦门 1 号潜源地震海啸事件在#342、#353、#361、#367 场点波高拟合

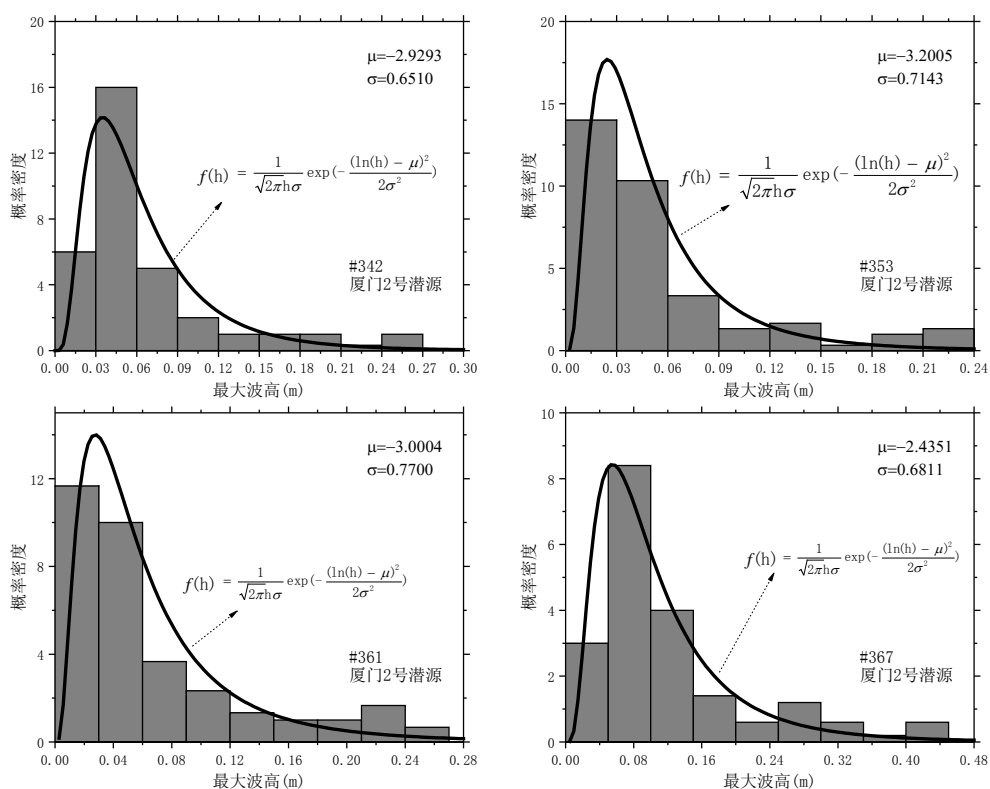


图 3-17 厦门 2 号潜源地震海啸事件在#342、#353、#361、#367 场点波高拟合

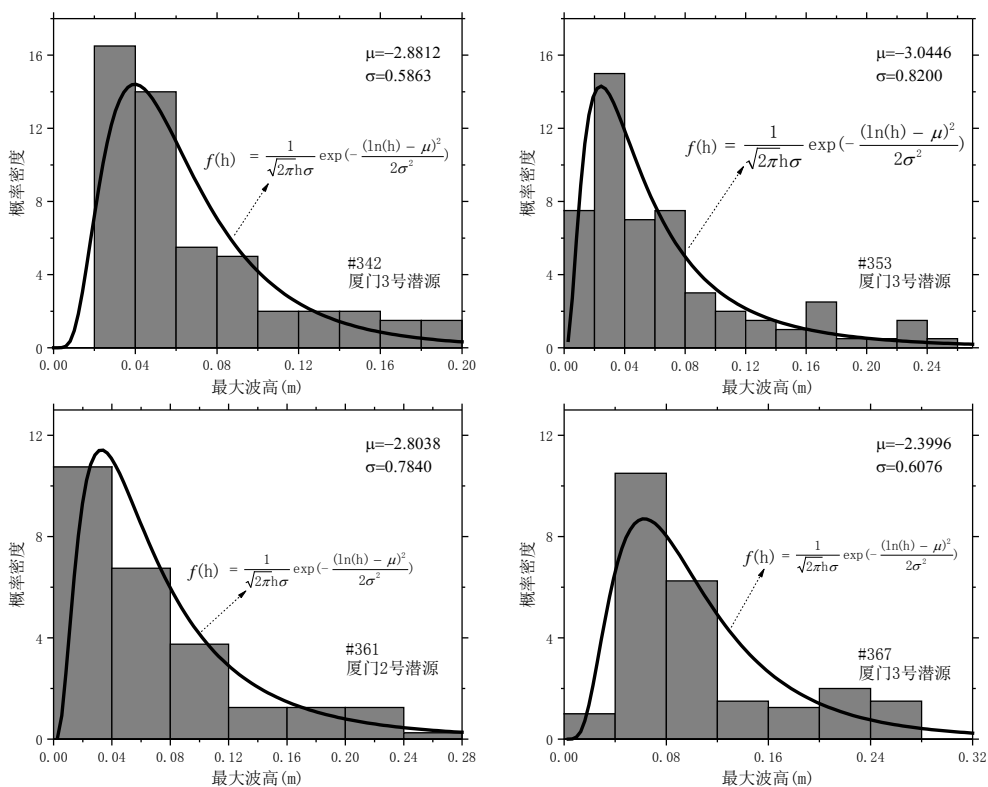


图 3-18 厦门 3 号潜源地震海啸事件在#342、#353、#361、#367 场点波高拟合

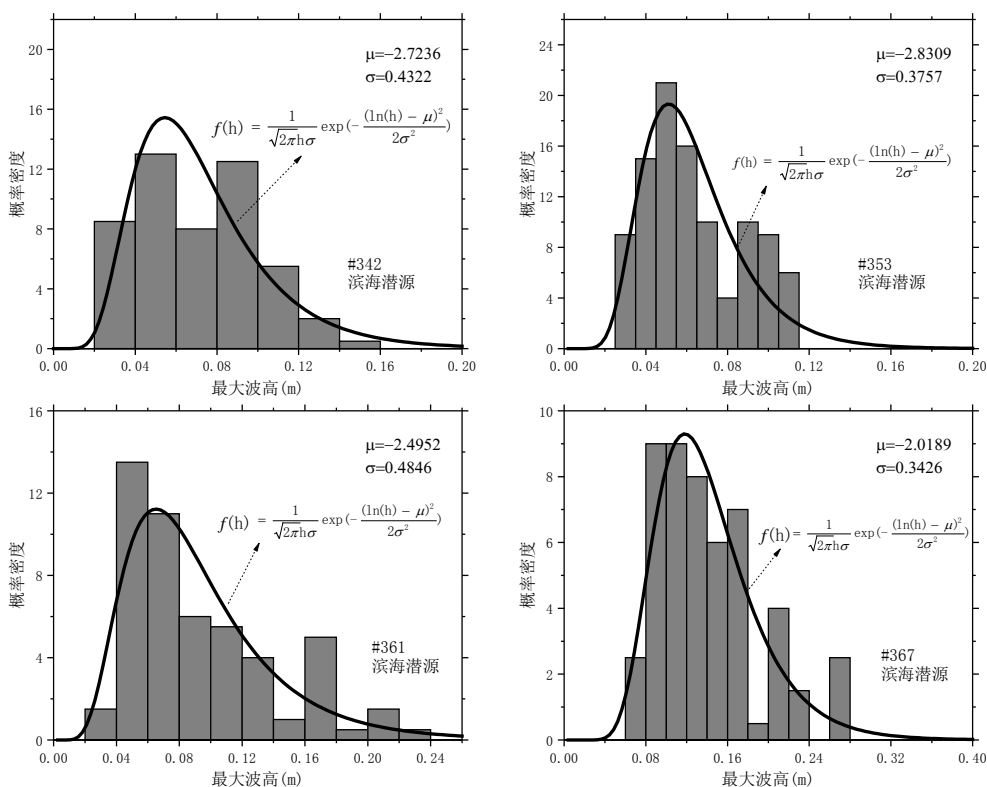


图 3-19 滨海潜源地震海啸事件在#342、#353、#361、#367 场点波高拟合

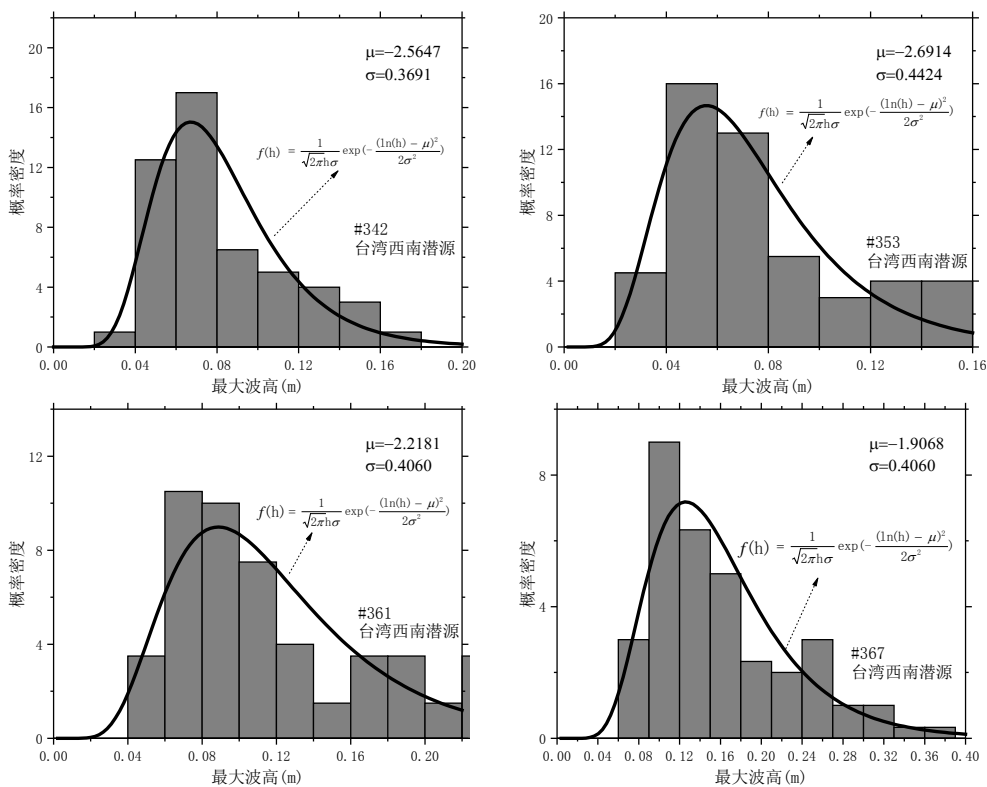


图 3-20 台湾西南潜源地震海啸事件在#342、#353、#361、#367 场点波高拟合

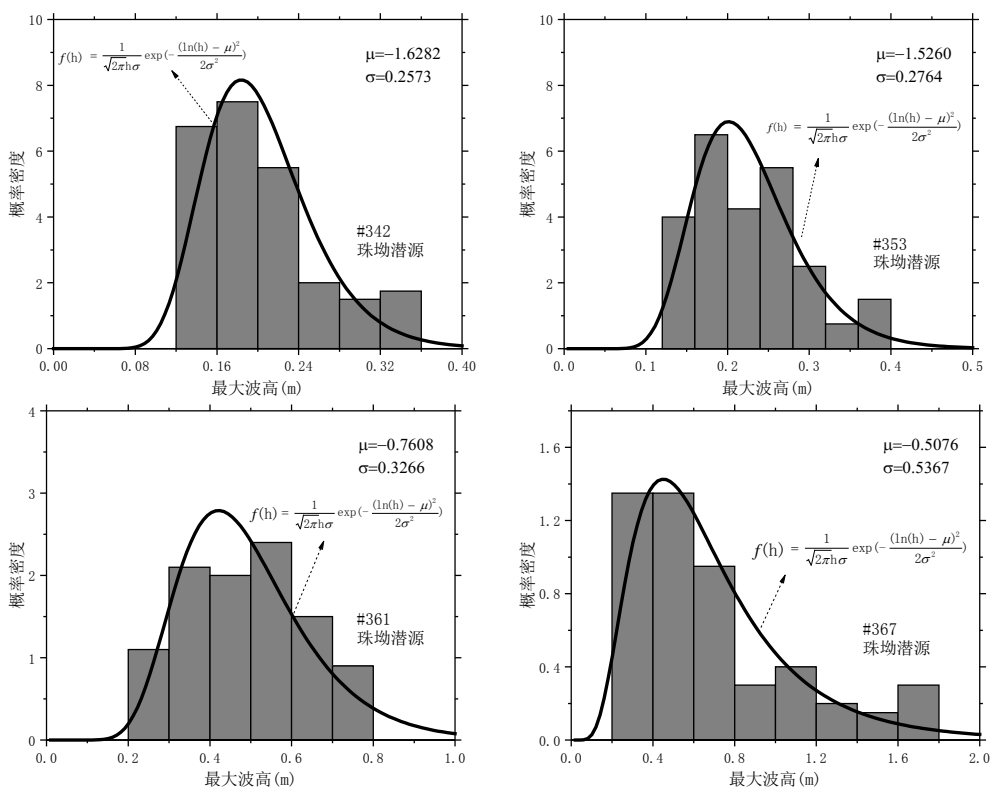


图 3-21 珠坳潜源地震海啸事件在#342、#353、#361、#367 场点波高拟合

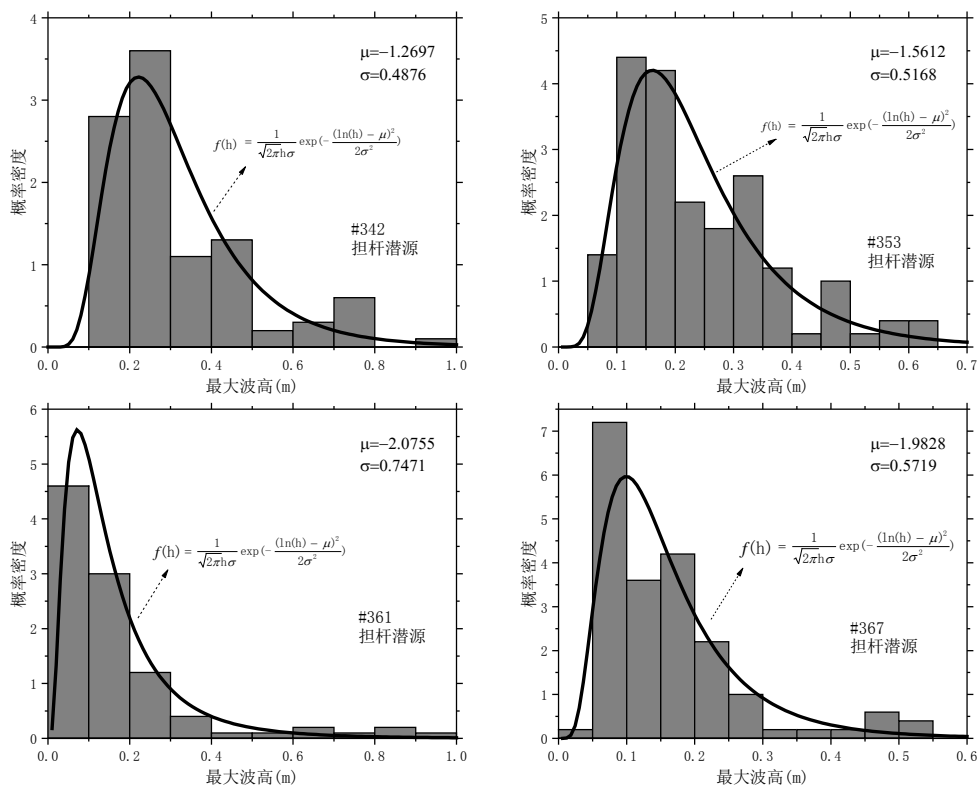


图 3-22 担杆潜源地震海啸事件在#342、#353、#361、#367 场点波高拟合

以上 8 幅图展示了局地海啸潜源的地震海啸事件在#342、#353、#361、#367 场点的最大波高分布及拟合情况。图中灰色柱状图为最大波高的概率密度统计，黑色曲线为采用对数正态分布拟合统计结果得到的概率密度曲线图中给出了均值 μ 和标准差 σ 的值。

泉州潜源、厦门 1 号潜源、厦门 2 号潜源、厦门 3 号潜源、滨海潜源、台湾西南潜源距离检测点较远，产生的最大海啸波高多集中于 0.02-0.12m，珠坳潜源、担杆潜源距离检测点距离较近，并且这两个潜源直接面向检测点，产生的海啸很快传播到检测点位置，检测点处的波高多集中于 0.1-0.3m。对比珠坳潜源在四个检测点产生的波高，#361、#367 检测点波高大于#353、#342 检测点的波高，虽然珠坳潜源距这四个检测点的距离都很近，但#353、#342 南部的岛链起到的屏障的作用，海啸波传播至岛链时能量产生了衰减，导致#353、#342 检测点处海啸波高小于#361、#367 检测点。对比担杆潜源在四个检测点产生的波高，由于担杆潜源面向#342、#353、#361，海啸产生后，可直接传播至这三个检测点，对于#367 检测点，海啸需经过反射后才能传播至#367 检测点，海啸波能量产生了衰减，导致#367 检测点波高小于其它三处。

接下来根据拟合得到的对数正态分布曲线，可计算每个海啸潜源产生海啸在检测点处海啸波高超越 H 的概率：

$$F_i(h \geq H) = \int_H^{\infty} f_i(h) dh = \sqrt{2\pi} \int_H^{\infty} \exp\left(-\frac{[\ln(h) - \mu]^2}{2\sigma^2}\right) dh \quad (3-10)$$

海啸波高超越 H 的概率与海啸潜源震级在 M_1^i 和 M_2^i 之间的地震年发生率 $v_i(M_1^i \leq M \leq M_2^i)$ 结合，即可求得检测点处由第 i 个海啸潜源引起的海啸波高超越 H 的年发生率：

$$v_i(h \geq H) = F_i(h \geq H) \cdot v_i(M_1^i \leq M \leq M_2^i) \quad (3-11)$$

其中每个海啸潜源 $v_i(M_1^i \leq M \leq M_2^i)$ 的值在第二章已经给出。

当检测点受 N_i 个海啸潜源产生的海啸影响时，检测点海啸波高超越 H 的总年发生率为：

$$v_{\text{total}}(h \geq H) = 1 - \prod_{i=1}^{N_i} [1 - v_i(h \geq H)] \quad (3-12)$$

海啸波高超越 H 的重现期为：

$$R(h \geq H) = \frac{1}{v(h \geq H)} \quad (3-13)$$

由于地震在时间序列上服从泊松分布，在 T 年内检测点位置海啸波高超越 H 的

概率为:

$$P(h \geq H, t = T) = 1 - \exp[-v(h \geq H) \cdot T] \quad (3-14)$$

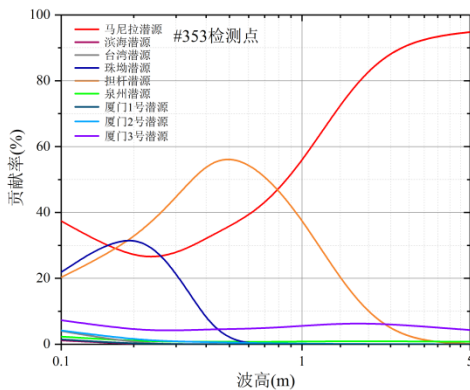
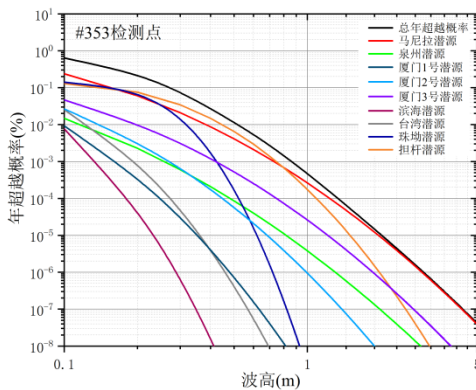
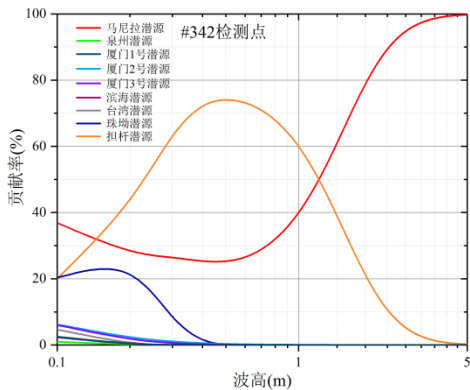
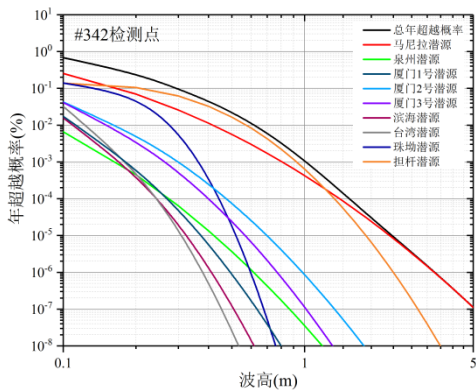
根据下式计算每个潜源对总年发生率的贡献率 $\Psi_i(h \geq H)$:

$$\Psi_i(h \geq H) = \frac{v_i(h \geq H) \sum_{J=0}^{N_i-1} \left[\sum_{l=1}^{C_i(N_i-1, J)} \frac{1}{J+1} \prod_{j=1}^J v_{j,l} \prod_{k=1}^{N_i-J-1} (1-v_{k,l}) \right]}{v_{\text{total}}(h \geq H)} \quad (3-15)$$

其中, $C_i(N_i-1, J)$ 表示除第*i*个海啸潜源以外的 N_i-1 个海啸潜源中任取 J 个不同海啸潜源的数量, $v_{j,l}$ 表示第*l*次取样得到的数量 J 中第 j 个海啸潜源计算的年发生率, $v_{k,l}$ 表示除*j*和*i*以外的其他海啸潜源计算的年发生率。 $\Psi_i(h \geq H)$ 满足下式:

$$\sum_{i=1}^{N_i} \Psi_i(h \geq H) = 1 \quad (3-16)$$

以上文选取的四个检测点为例, 根据式(3-10)、(3-11)、(3-12)计算各海啸潜源在这四个检测点产生的海啸波高年超越概率, 以及综合考虑所有潜源的情况下波高的年超越概率。同时根据式(3-15)计算每个海啸潜源对波高超越概率的贡献率。



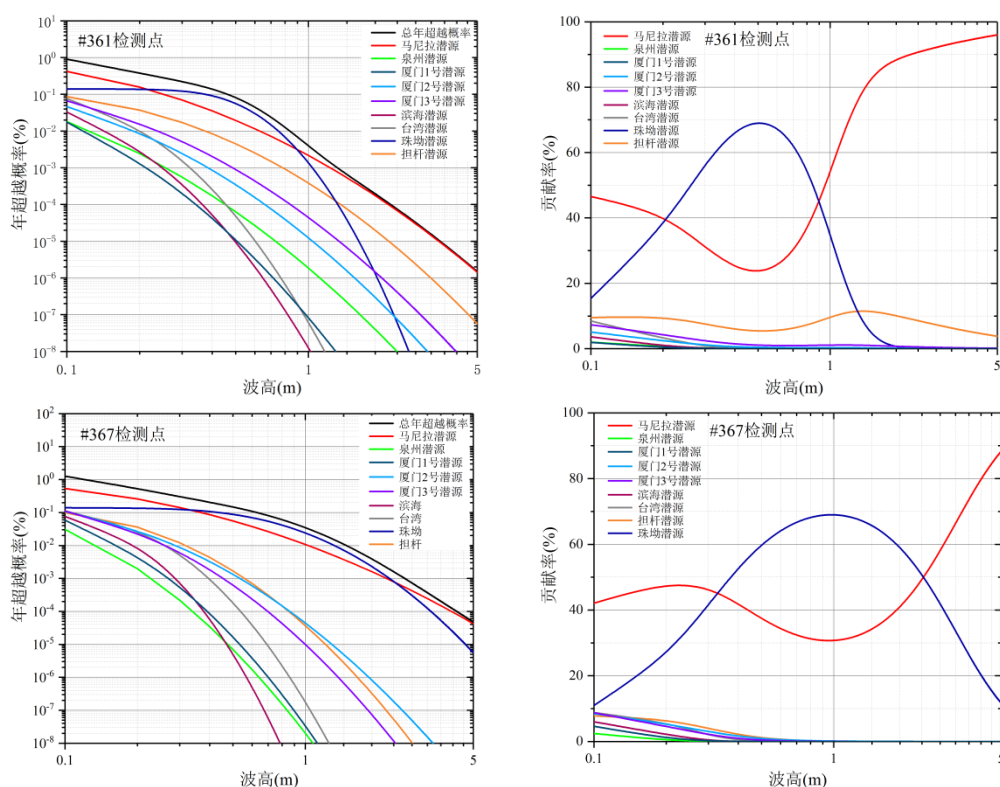


图 3-23 海啸波高超越概率曲线和各海啸潜源贡献率

由上图可知#342 检测点和#353 检测点海啸波高受泉州、滨海、珠坳、台湾西南潜源、厦门 1 号、厦门 2 号、厦门 3 号海啸潜源影响很小，该位置海啸波高受珠坳、担杆、马尼拉海啸潜源影响较大。#361 检测点和#367 检测点海啸波高受泉州、滨海、珠坳、台湾西南潜源、厦门 1 号、厦门 2 号、厦门 3 号、担杆海啸潜源影响很小，该位置海啸波高受珠坳、马尼拉海啸潜源影响较大。这主要由这四个检测点的地理位置所决定。

由于马尼拉海啸潜源地震年发生率为局地海啸潜源的 3-10 倍，高于局地海啸潜源地震年发生率，导致马尼拉海啸潜源在 0.1m 处的贡献率大于局地海啸潜源的贡献率。随后马尼拉海啸潜源的贡献率随波高增大呈现先减小后增大的趋势，与之相反的是局地海啸潜源的贡献率随波高增大呈现先增大后减小的趋势。主要原因是局地海啸潜源震级上限低、规模小，在检测点位置波高集中于 0.1-1m 的范围内。马尼拉海啸潜源震级上限高，规模大，波高分布范围大，检测点位置 0.1-1m 范围内海啸波高不如局地潜源集中，导致在检测点位置波高在 0.1-1m 范围内马尼拉海啸潜源贡献率小于局地海啸潜源。由于局地海啸潜源受到潜源规模和震级上限的限制，很难产生大于 1m 的海啸波高，导致在 1-5m 范围内，马尼拉海啸潜源对海啸波高的贡献率逐渐增大，局地海啸潜源贡献率逐渐减小，最终接近于零。

根据上文已知地震在时间序列上服从泊松分布，根据式(3-13)、(3-14)计算在100年内检测点位置海啸波高超越概率曲线。

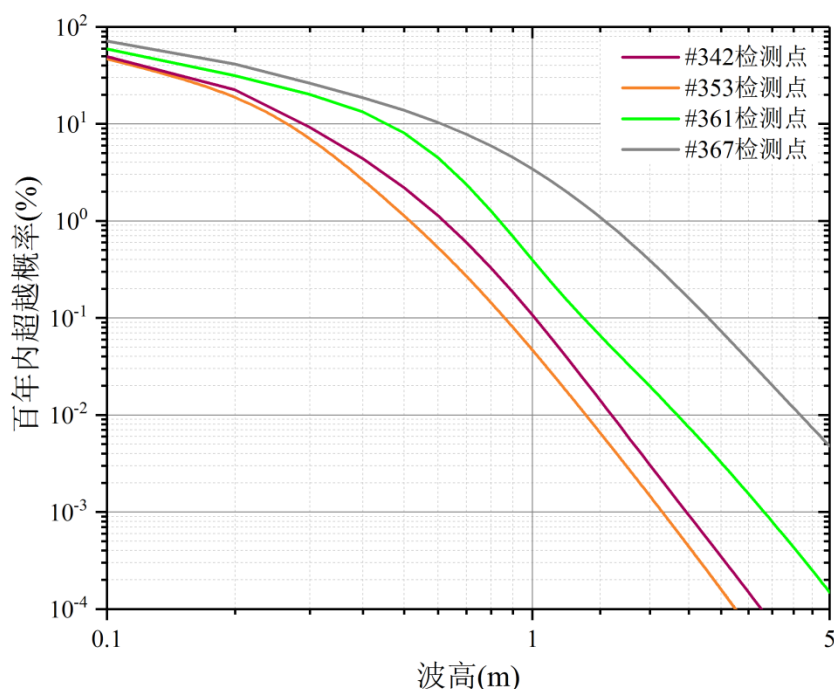


图 3-24 100 年内海啸波高超越概率曲线

#342 检测点在 100 年内海啸波高超过 0.5m 的概率为 2%，#353 检测点在 100 年内海啸波高超过 0.5m 的概率为 1.1%，#361 检测点在 100 年内海啸波高超过 0.5m 的概率为 8%，#367 检测点在 100 年内海啸波高超过 0.5m 的概率为 13.7%。虽然 #367 检测点只受马尼拉海啸潜源和珠坳海啸潜源影响，但 #367 检测点附近水域开阔，与马尼拉海啸潜源走向接近垂直，马尼拉海啸潜源对 #367 场点的影响大于其它三个检测点，马尼拉海啸潜源地震年发生率远大于局地海啸潜源，导致 #367 检测点海啸波高超越概率大于其它三个检测点。因此香港城市南部海啸危险性偏低，香港东侧海域的海啸危险性更高，香港城市东侧地区海啸防灾减灾工作，应引起人们的重视。值得注意的是，本文选取的检测点所在位置水深均为 10m，当海啸波向陆地继续传播，水深变浅，前面的海啸波速减慢，后面的高速海水向前涌，使海啸波高进一步增大，最终抵达陆地的海啸波高将大于检测点处的海啸波高，该地区的危险性水平将进一步提高，值得引起重视。

3.4 海啸危险性图编制

根据上节给出的 PTHA 具体计算过程，对第二章选取的检测点进行 PTHA 计算，得到纬度范围 18°N-30°N，覆盖整个中国东南沿海的海啸危险性图。

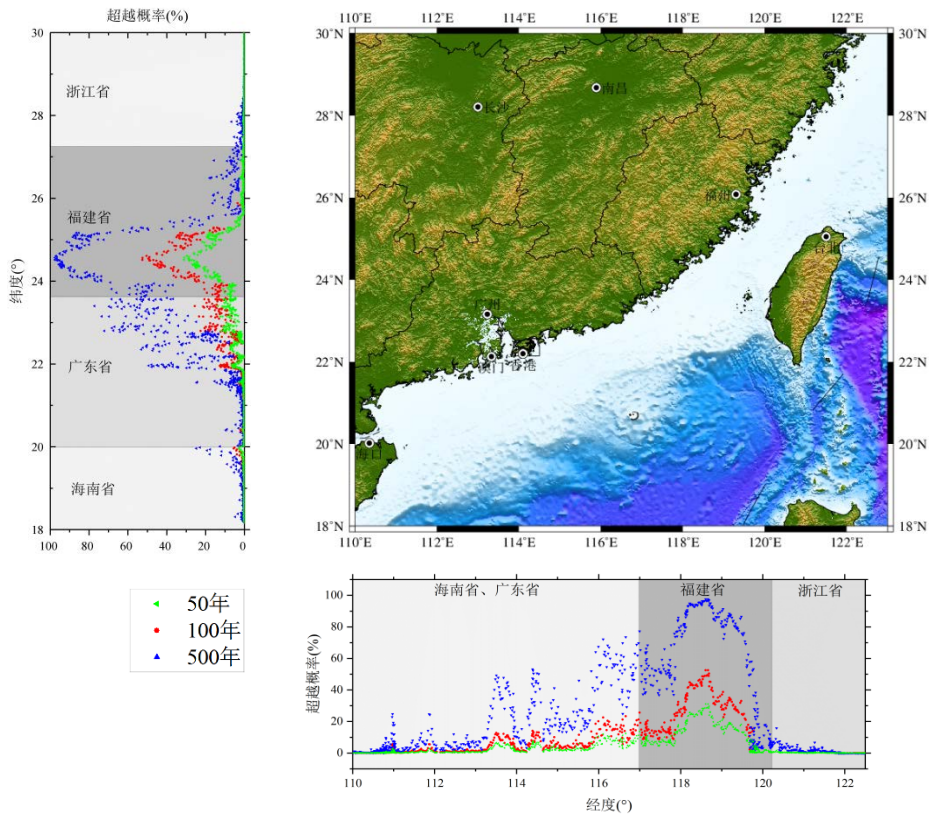


图 3-25 中国东南沿海地震海啸波高超越 0.5m 概率分布图

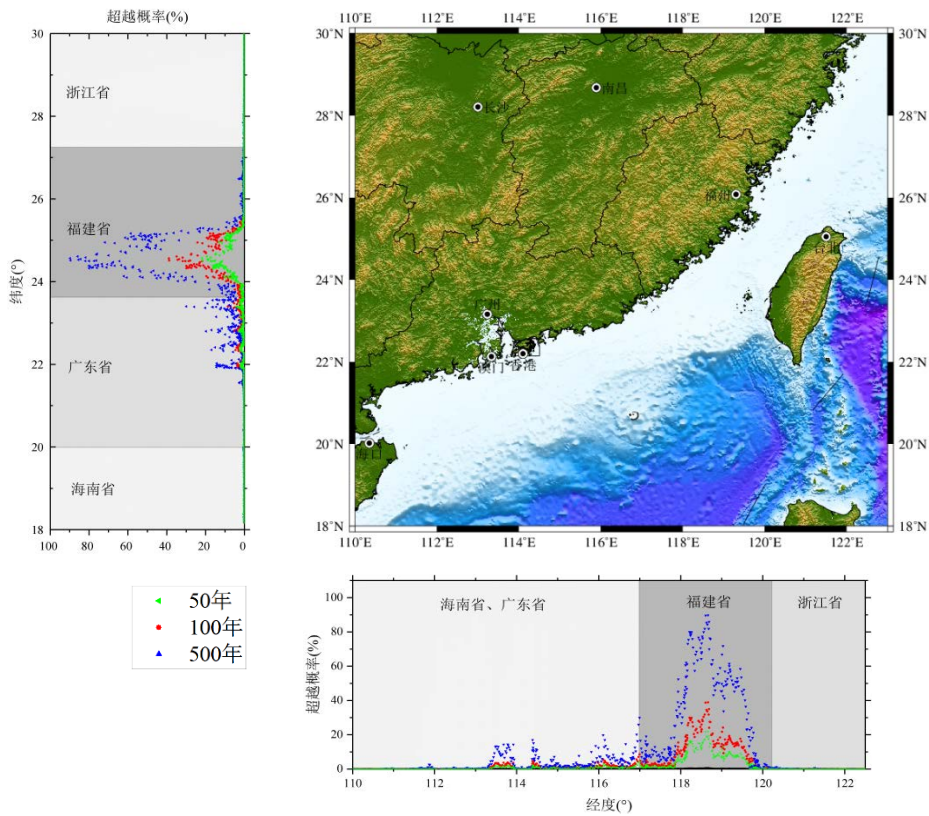


图 3-26 中国东南沿海地震海啸波高超越 1m 概率分布图

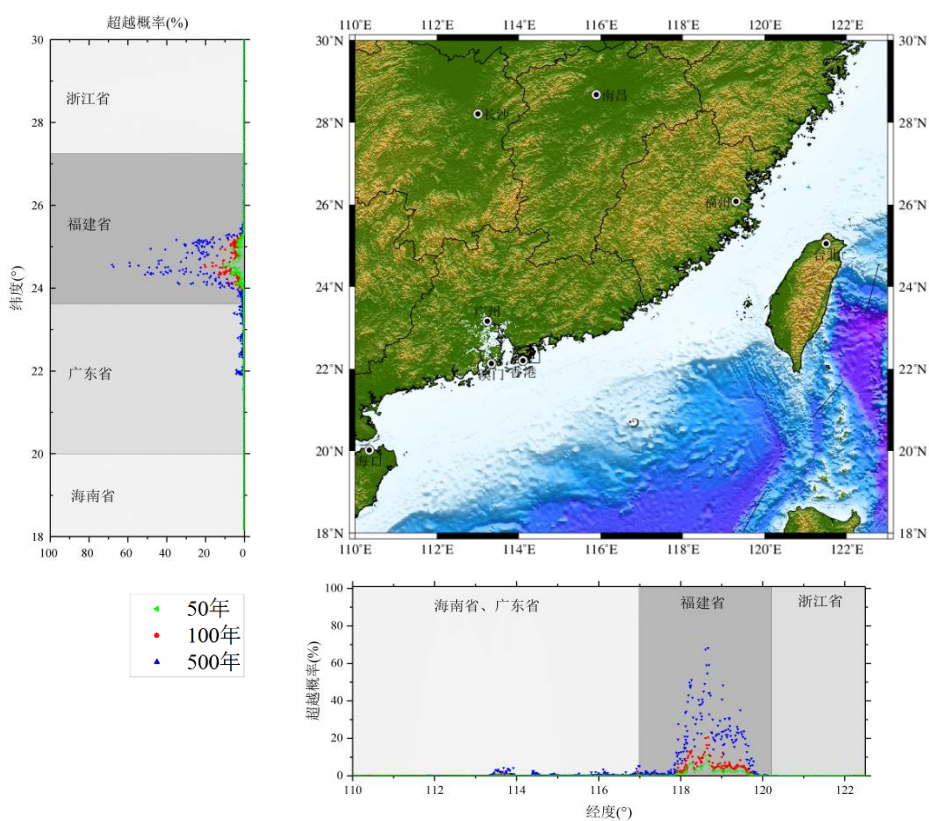


图 3-27 中国东南沿海地震海啸波高超越 2m 概率分布图

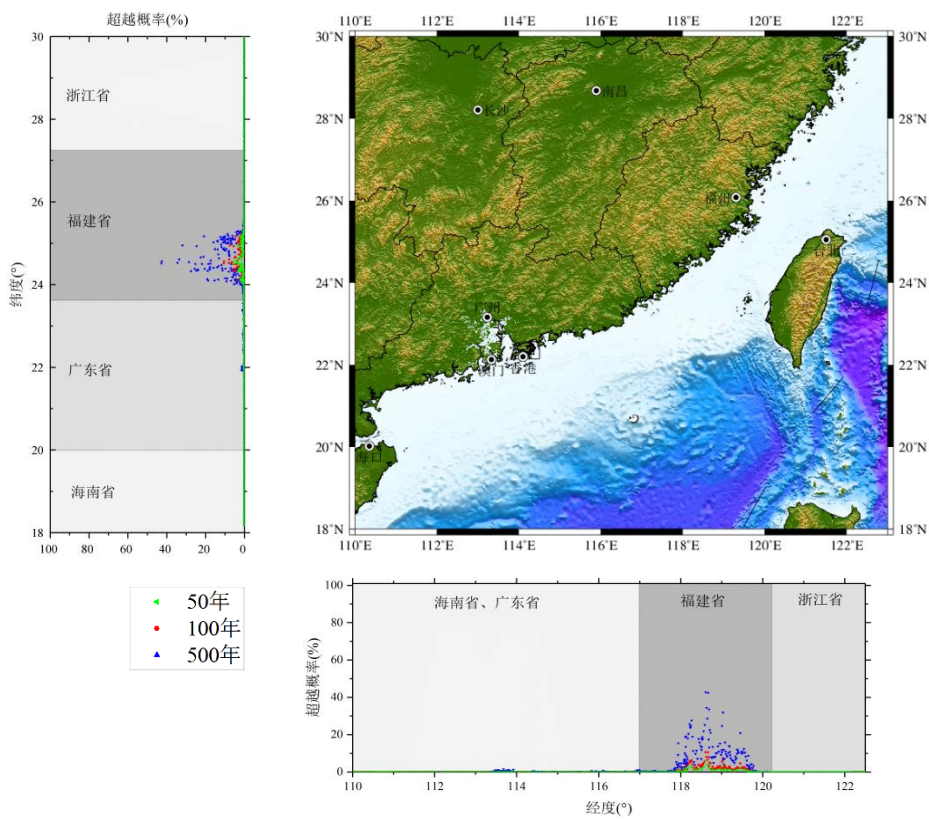


图 3-28 中国东南沿海地震海啸波高超越 3m 概率分布图

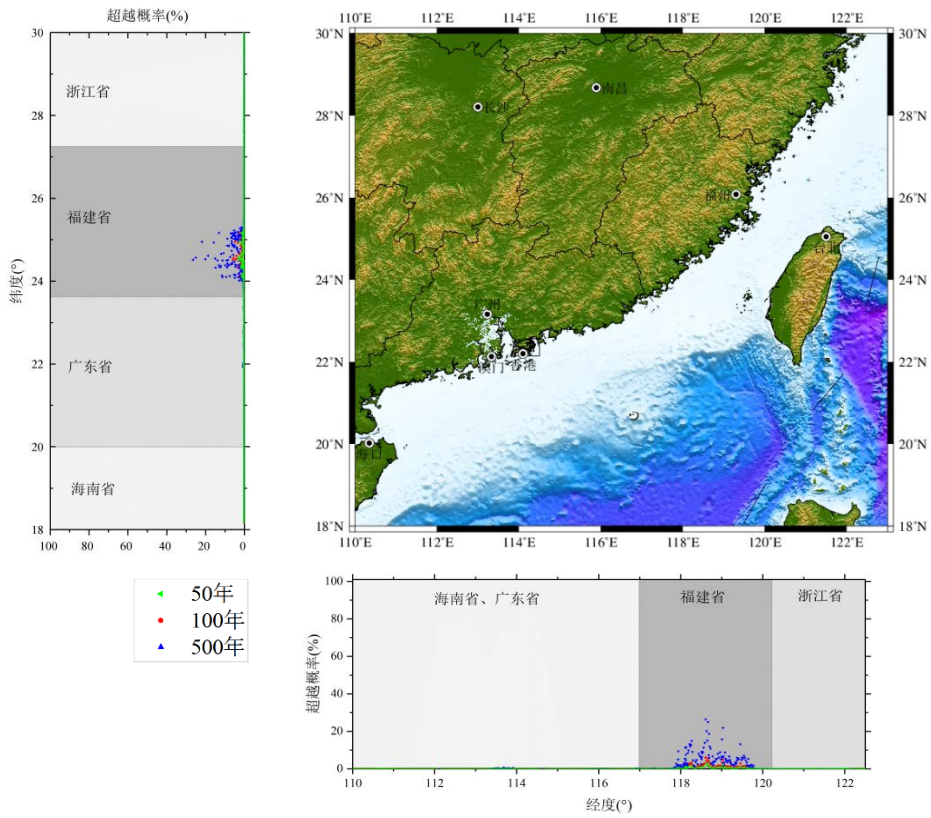


图 3-29 中国东南沿海地震海啸波高超越 4m 概率分布图

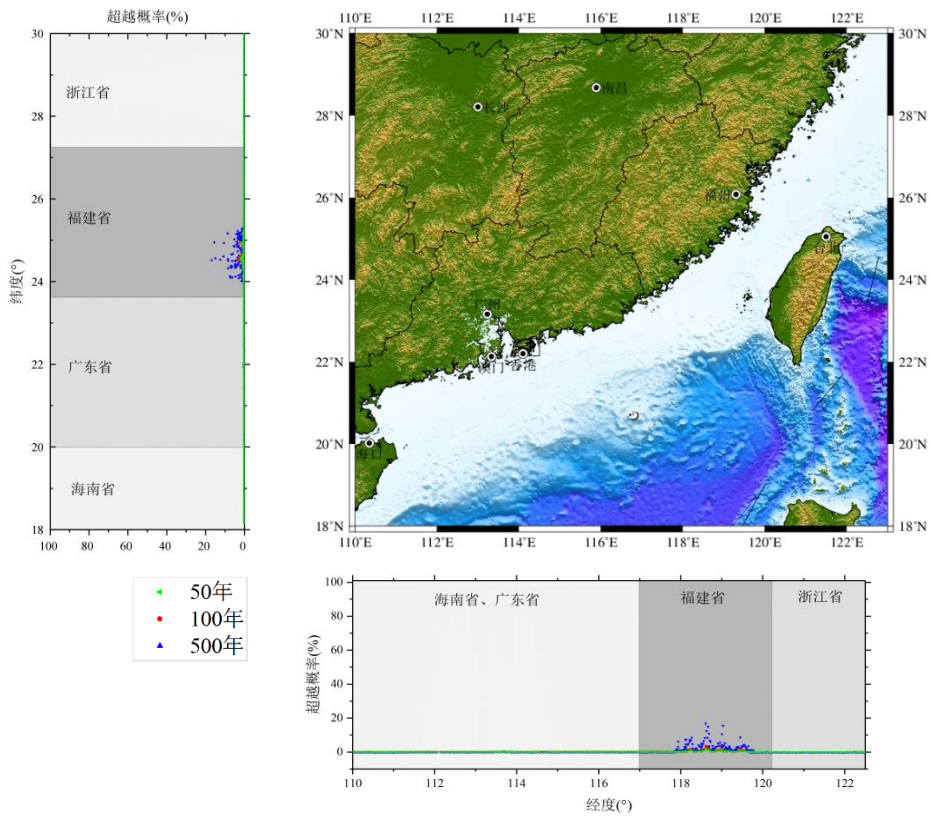


图 3-30 中国东南沿海地震海啸波高超越 5m 概率分布图

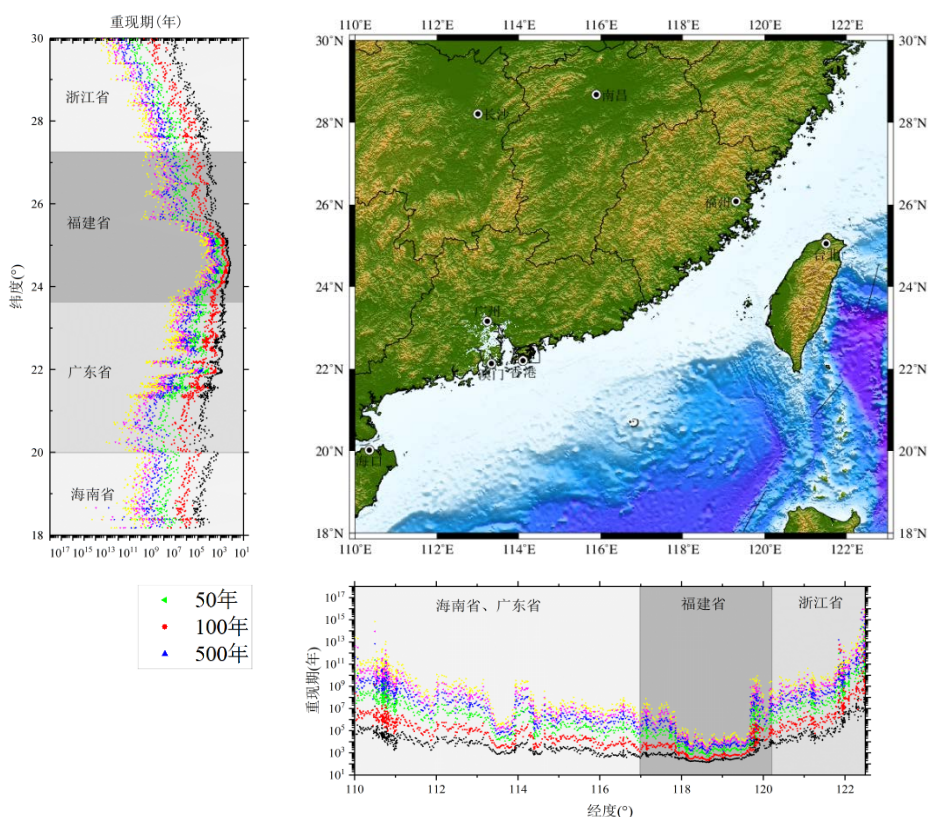


图 3-31 中国东南沿海不同海啸波高重现期

结合中国东南沿海地震海啸波高超越(1m、2m、3m、4m、5m)概率图和不同波高海啸重现期图发现,不同位置海啸波高超越概率差别较大,区域化差异明显,海啸波高超越概率随着纬度增大呈现先增大后减小的趋势,纬度 18°N-22°N 范围内海啸波高超越概率变化平缓,22°N-24.5°N 范围内海啸波高超越概率逐渐增大,并在 24.5°N 附近达到峰值,在 24.5°以北超越概率逐渐减小至零;相同位置随着海啸波高的增大超越概率逐渐降低重现期逐渐增大,50 年、100 年、500 年内海啸波高超越概率逐渐增大。

海南省和浙江省海啸危险性较低。在 50、100 年内海啸波高超越 0.5m 的概率接近于零;500 年内海啸波高超越 0.5m 的概率在 0.1%-20%之间,超越 1m 的概率几乎为零。

广东省海啸危险性较高较大,50 年内海啸波高超越 0.5m 的概率在 1%-15%之间,超越 1m 的概率不超过 3%,超越 2m 的概率几乎为零;100 年内海啸波高超越 0.5m 的概率在 1%-20%之间,超越 1m 的概率不超过 5%,超越 2m 的概率几乎为零;500 年内海啸波高超越 0.5m 的概率最大处大于 70%,超越 1m 的概率在 1%-20%之间,超越 2m 的概率在 0.1%-3%之间。超越 3m 的概率几乎为零。

福建省海啸危险性最高,也是超越概率峰值所在区域,50 年内海啸波高超越

0.5m 的概率在 0.5%-30%之间, 超越 1m 的概率在 0.1%-20%之间, 超越 2m 的概率不超过 10%, 超越 3m 的概率不超过 5%, 超越 4m 的概率接近于零; 100 年内海啸波高超越 0.5m 的概率在 2%-50%之间, 超越 1m 的概率在 1%-40%之间, 超越 2m 的概率在 0.5%-20%之间, 超越 3m 的概率在 0.2%-5%之间, 超越 4m 的概率不超过 2%, 超过 5m 的概率接近于零; 500 年内海啸波高超越 0.5m 的概率在 5%-95%之间, 超越 1m 的概率在 1%-80%之间, 超越 2m 的概率在 0.1%-60%之间, 超越 3m 的概率在 0.01%-40%之间, 超越 4m 的概率不超过 25%, 超过 5m 的概率不超过 15%。

造成这种现象的主要原因是: 泉州潜源、厦门 1 号潜源、厦门 2 号潜源、厦门 3 号潜源距离福建省沿海地区较近(见图 2-1), 震级上限较高, 走向平行于海岸线, 通常认为海啸波主要向垂直于断层走向方向传播, 导致这四个海啸潜源产生的海啸直接向福建省沿岸方向传播, 对相邻的浙江省沿海地区和广东省沿海地区影响较小。广东省沿海地区主要受附近的滨海潜源、台湾西南潜源、担杆潜源和珠坳潜源影响, 这四个潜源震级上限较低, 地震年发生率较低, 且位置较为分散, 导致广东省沿海地区受海啸影响较福建省沿海地区小。

图 3-31 给出了沿海重要城市香港、澳门、厦门、泉州 100 年内海啸波高超越概率和重现期曲线。为了考虑最危险情况, 使用城市附近危险性最高的场点代表城市的危险性水平。厦门 100 年内海啸波高超过 1m 的概率高达 29.9%, 泉州为 16.9%, 香港为 4%, 澳门为 3.3%, 见表 1。泉州、厦门遭受波高超过 1m 的海啸袭击重现期分别为 539 年和 281 年, 香港、澳门重现期均超过 1000 年。无论是从超越概率还是波高重现期角度, 厦门、泉州海啸危险性高于香港、澳门。

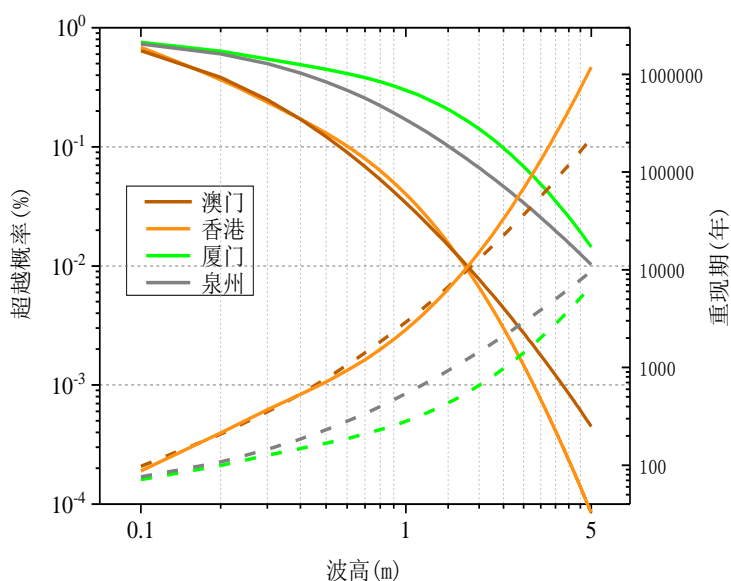


图 3-32 重要城市 100 年内波高超越概率和重现期

表 3-2 重要城市 100 年内波高超越 0.5m 和 1.0m 的概率和重现期

城市	$P(h \geq H)(\%)$		$R(h \geq H)(\text{年})$	
	$H=0.5\text{m}$	$H=1\text{m}$	$H=0.5\text{m}$	$H=1\text{m}$
香港	13.7	4	768	2442
澳门	12	3.3	713	2913
厦门	44.8	29.9	168	281
泉州	35.2	16.9	230	539

图 3-32 给出了沿海重要城市海啸波高超过 1m 的年发生率计算时各海啸潜源的贡献率，香港、澳门主要受马尼拉海啸潜源、担杆海啸潜源、珠坳海啸潜源的影响；局地海啸潜源对香港、澳门的影响大于马尼拉海啸潜源。产生这种现象的原因是：马尼拉海啸潜源由于地震构造不同被分为六段，每一段走向各不相同，当震源位于不同段时产生的海啸传播方向各不相同，虽然马尼拉海啸潜源规模大，震级上限高，但只有马尼拉海啸潜源南端发生破裂时产生海啸才能对中国东南沿海产生影响，珠坳海啸潜源和担杆海啸潜源距离香港澳门很近，潜源走向面向香港、澳门，产生的海啸直接面向香港、澳门传播，产生的衰减很小，因此 PTHA 计算时贡献率相对较高。厦门、泉州主要受厦门 1 号海啸潜源、厦门 2 号海啸潜源、厦门 3 号海啸潜源、泉州海啸潜源影响。由于马尼拉海啸潜源距离厦门、泉州较远，且厦门、泉州位置与马尼拉海啸潜源位置接近平行，产生的海啸能量只有部分向厦门泉州方向传播，导致其几乎不受马尼拉海啸潜源影响。厦门 1 号、2 号、3 号海啸潜源距厦门更近，泉州潜源距泉州更近，因而厦门 1 号、2 号、3 号海啸潜源对厦门的贡献率更大，泉州潜源对泉州的贡献率更大。上述分析说明海啸潜源与目标场地的相对位置是影响 PTHA 结果的重要因素之一。

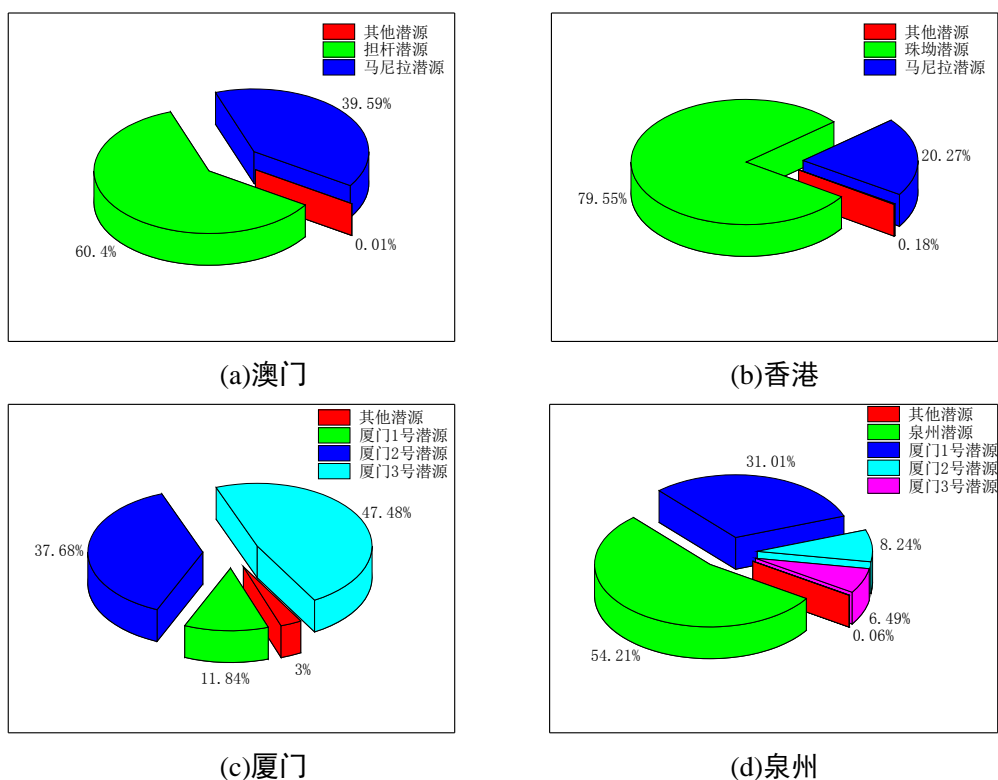


图 3-33 重要城市海啸波高超过 1m 的年发生率计算时各潜源的贡献

图 3-34 至图 3-36 分别给出了东南沿海重现期为 475 年、975 年、2500 年海啸波高分布，在此我们将不同海啸波高划分为不同危险性等级(见表 3-3)，使用不同颜色的点代表不同危险性等级。

表 3-3 海啸危险性等级划分

等级	波高 $H(m)$	影响程度
I	$H \leq 0.5$	无影响
II	$0.5 < H \leq 1$	近海危险
III	$1 < H \leq 2$	淹没危险
IV	$H > 2$	严重淹没危险

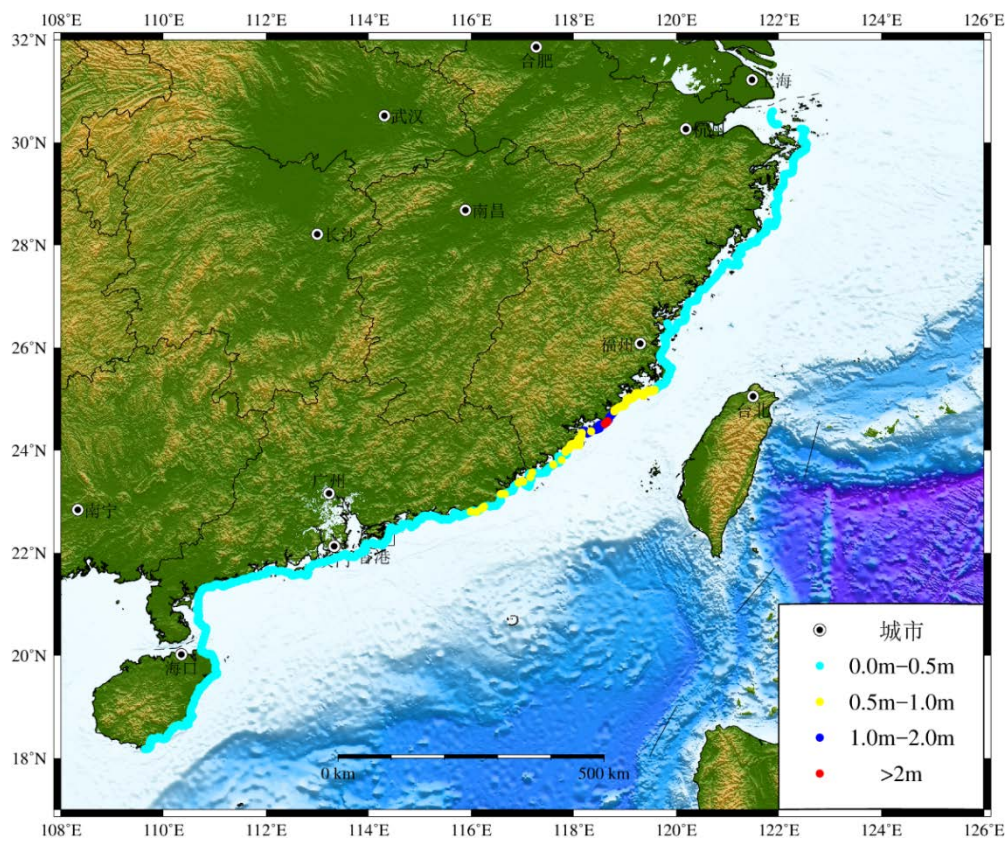


图 3-34 重现期为 475 年的海啸波高分布

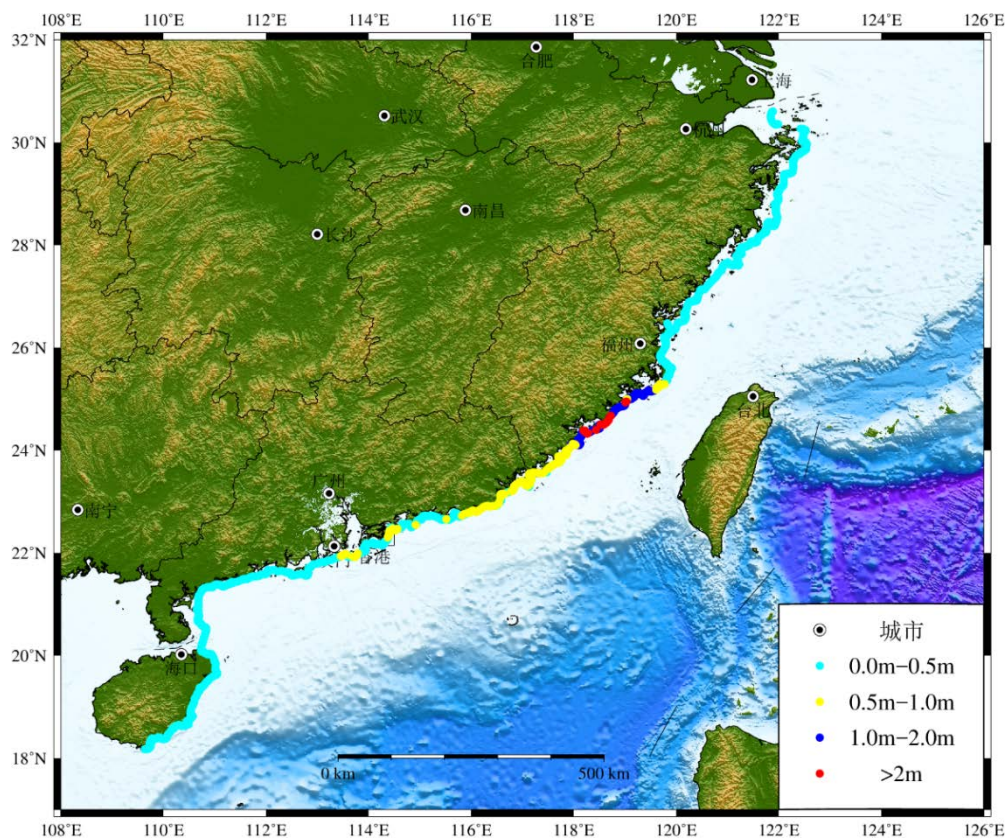


图 3-35 重现期为 975 年海啸波高分布

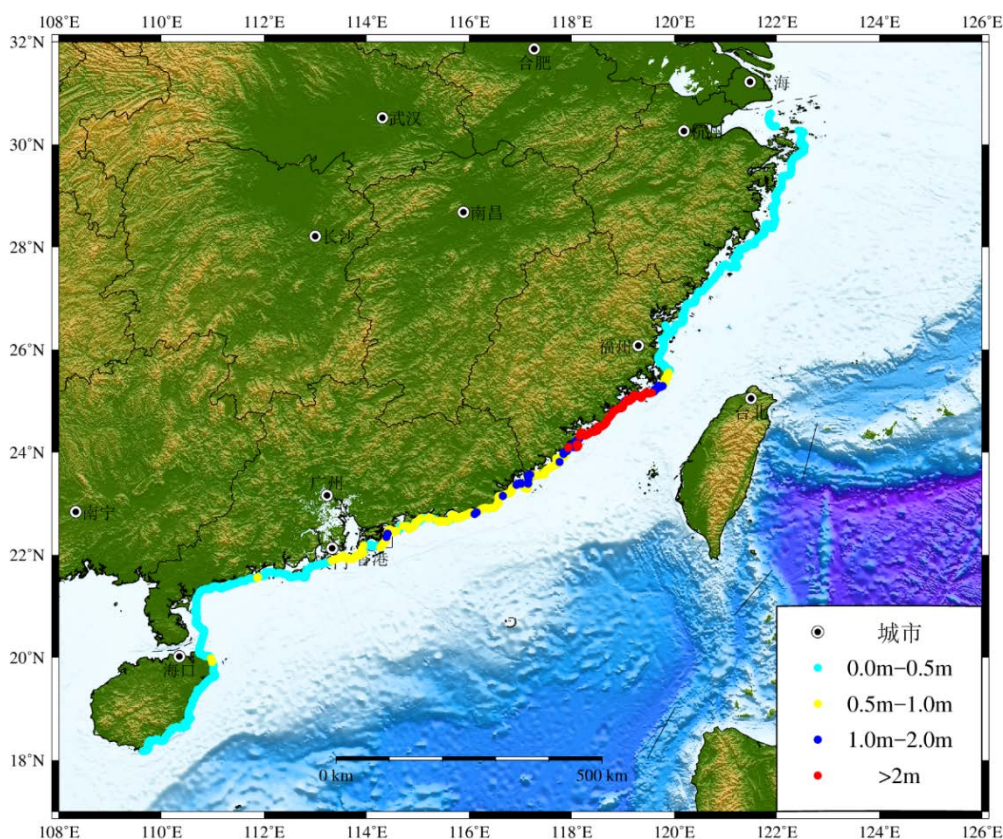


图 3-36 重现期为 2500 年海啸波高分布

当发生重现期为 475 年的海啸时，海南省、广东省中南部、福建省北部、浙江省危险性等级为 I 级，福建省中南部、广东省北部部分地区危险程度为 II 级，福建省南部部分地区危险性等级达到了 III 级和 IV 级；当发生重现期为 975 年的海啸时，波高分布与重现期 475 年的海啸大致相同，广东省中部部分地区危险性等级上升为 II 级，福建省中南部更多的地区海啸危险性等级达到 III 级和 IV 级；当发生重现期为 2500 年的海啸时，福建中南部地区危险性等级达到 IV 级，广东省中北部危险性等级全部达到 II 级。

3.5 本章小结

本章根据第二章确定的地震海啸潜源及地震海啸潜源活动性参数，使用 Monte Carlo 采样方法对我国东南沿海局地海啸潜源进行 100 次震级、震中采样，对马尼拉区域潜源进行 600 次震级、震中采样。制定地震海啸目录，对地震海啸目录中的地震海啸进行数值模拟，得到东南沿海 1038 个检测点最大海啸波高分布，并对每个检测点进行 PTHA 计算。给出东南沿海不同海啸波高超越概率，以及不同重现期条件下的海啸波高，结果表明我国东南沿海的海啸危险性区域化差异明显。

第四章 针对马尼拉潜源海啸危险性分析

4.1 引言

从上文的分析中可知马尼拉区域海啸潜源地震活动性强，对东南沿海 PTHA 结果贡献率高，海啸危险性不容忽视。马尼拉区域海啸潜源长度较长，跨越区域较大，且走向复杂，在不同震级和震中位置的地震海啸事件下产生的海啸将存在差异。本章将采用确定性方法分析马尼拉区域海啸潜源在不同地震情景下产生的海啸波在传播方向和造成影响方面的差异，提出针对马尼拉区域海啸潜源 PTHA 改进思路，并采用改进的 PTHA 方法分析马尼拉区域海啸潜源对中国东南沿海产生的影响。

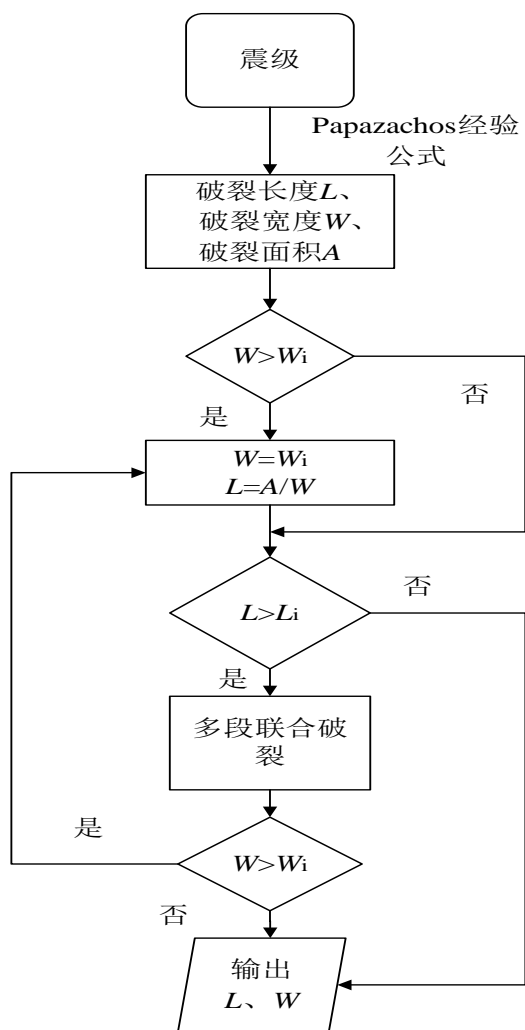
4.2 海啸波高确定性分析

马尼拉区域海啸潜源位于中国东南沿海的南部，北起台湾南部，南至菲律宾东部，全长 1500km。USGS 根据断层结构将马尼拉海沟划分为 6 段，每段地质构造参数见表 2-1，由于马尼拉海啸潜源长度较长，每一段地质构造参数均不同，当震源位置不同时，海啸的影响范围也是不同的。

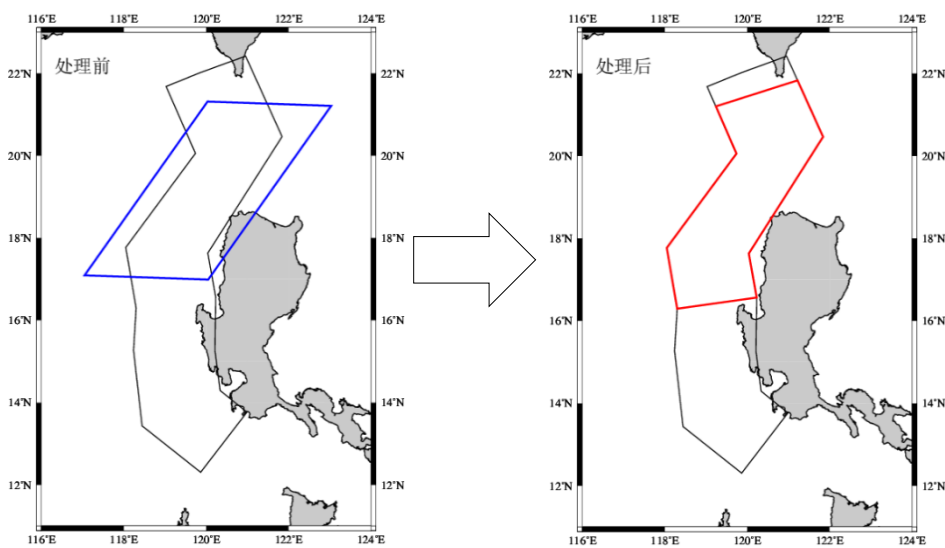
我们对马尼拉区域海啸潜源进行设定海啸的数值模拟，设定马尼拉区域海啸潜源震级，震源位置分别设定为每一段的中点，破裂长度 L 、宽度 W 根据 Papazachos 的经验公式确定，平均滑移量 D 根据式(3-3)确定。当使用 Papazachos 经验公式计算得到的破裂长度 L 、宽度 W 超过震源所在段的断层长度 L_i 和宽度 W_i (i 为震源所在段编号)时采用如下方式处理：

第一步：当 $W > W_i$ 时，缩小 W ，使 $W = W_i$ ，并增大 L ，保持破裂面积 A 不变。

第二步：若 $L > L_i$ 时，采取多段联合破裂的方式，超出断层长度的部分平均分配给 $i+1$ 段和 $i-1$ 段，并检查破裂宽度是否超过 $i+1$ 段和 $i-1$ 段的断层宽度，并采用第一步的方法进行处理， $i+1$ 段和 $i-1$ 段的震源位于破裂长度的中点处。若震源位置位于马尼拉区域海啸潜源的第一段或最后一段，破裂只向一个方向延伸。



4-1 破裂长度、宽度处理流程图



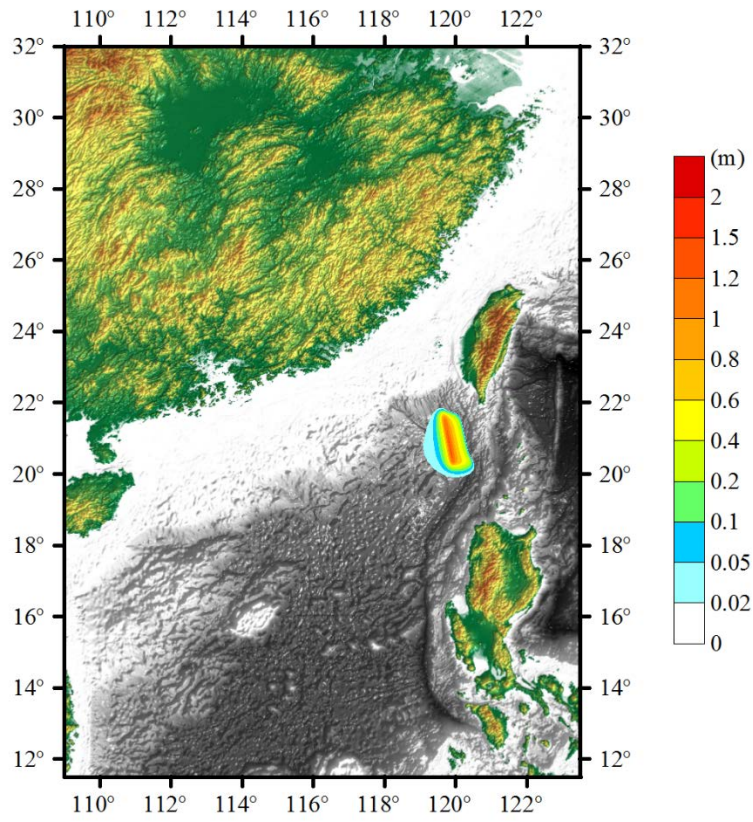
4-2 破裂长度、宽度处理示意图

4.2.1 震级 M_w 8.0 级海啸波高分布

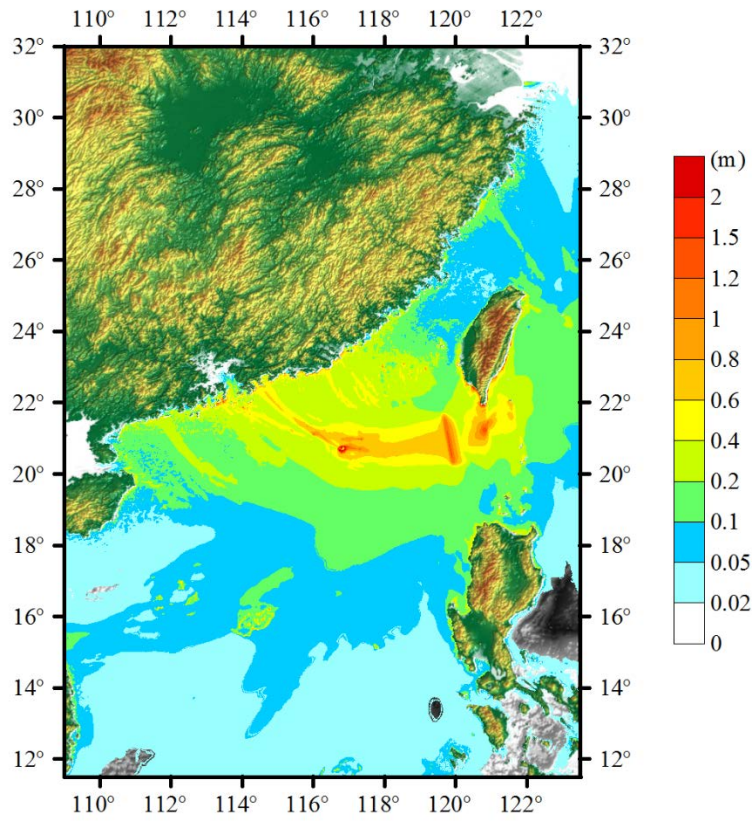
采用 COMCOT 程序对设定海啸进行数值模拟，水深数据采用 ETOPO 提供的精度为 1min 的水深数据，网格大小设置为 0.5min，时间步长 1.5s，震源深度设置为 20km，由于震级设置为 M_w 8.0 级，平均滑移量为 3.13m，其他参数见表 4-1。模拟结果见图 4-3 至图 4-8。

表 4-1 马尼拉设定地震参数

震级 M_w	震源位 置	破裂段	震源经度 (°)	震源纬 度(°)	破裂长 度(km)	破裂宽 度(km)	滑移角 (°)	走向 (°)	倾角 (°)
8.0	RM1	RM1	120.10E	21.03N	162	70	110	350	14
	RM2	RM2	119.64E	18.88N	162	70	110	29	20
		RM2	118.97E	17.74N	17	70	110	29	20
	RM3	RM3	119.04E	17.04N	135	66	90	3	20
		RM4	119.14E	16.32N	18	66	90	351	20
		RM3	119.13E	16.47N	16	66	90	3	20
	RM4	RM4	119.11E	15.80N	140	66	90	351	20
		RM5	119.09E	15.13N	15	70	50	353	30
	RM5	RM5	119.17E	14.46N	162	70	50	353	30
	RM6	RM5	119.16E	13.81N	28	70	50	353	30
	RM6	RM6	119.77E	13.32N	142	66	50	308	30

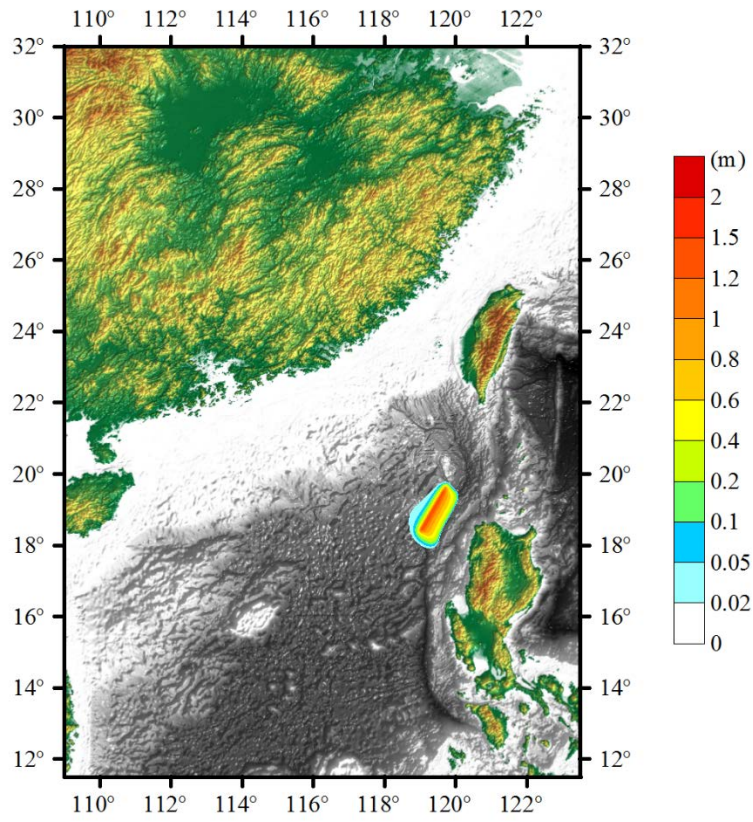


(a) 初始水面位移

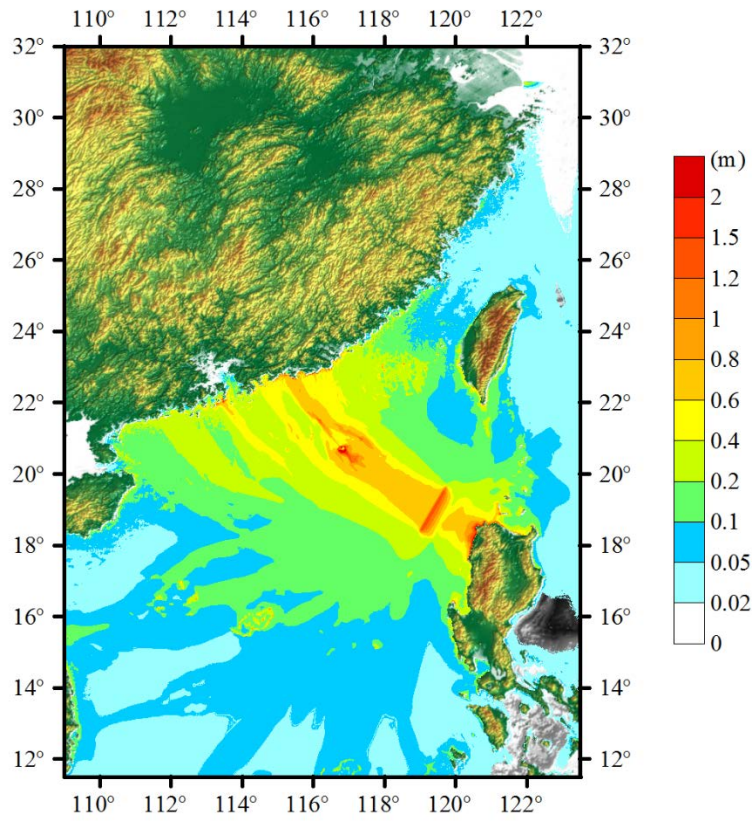


(b) 海啸发生 10 小时水面位移

图 4-3 马尼拉海嘯潜源 RM1 段设定震级为 8.0 的海嘯水面位移

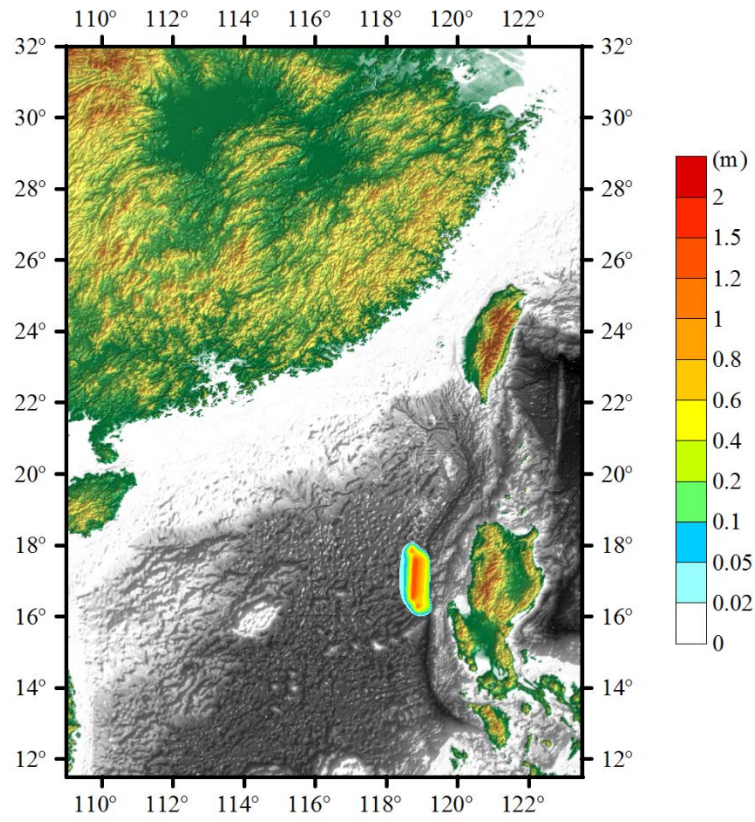


(a)初始水面位移

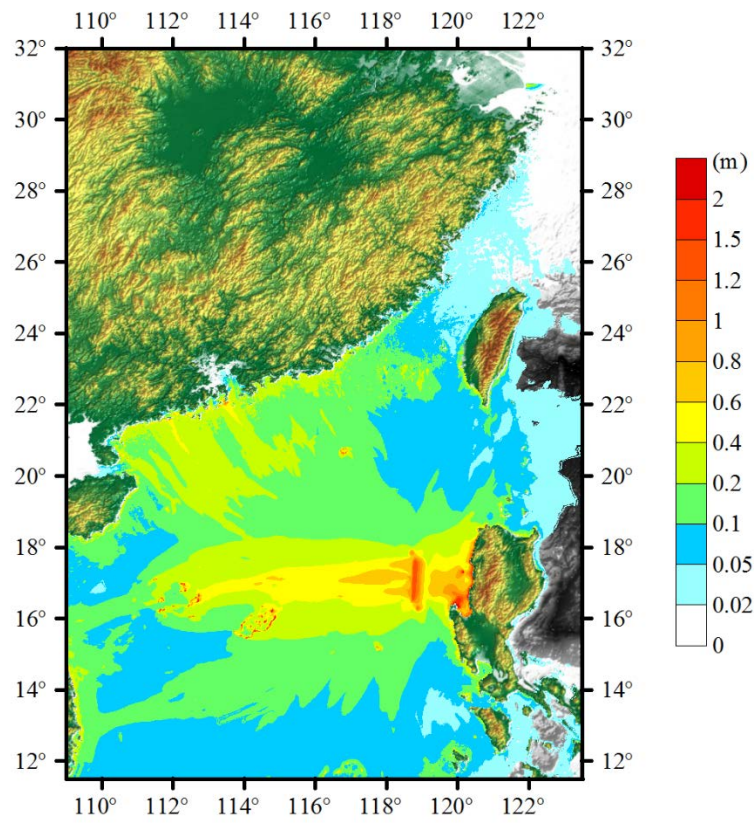


(b)海啸发生 10 小时水面位移

图 4-4 马尼拉海啸潜源 RM2 段设定震级为 8.0 的海啸水面位移



(a)初始水面位移



(b)海啸发生 10 小时水面位移

图 4-5 马尼拉海啸潜源 RM3 段设定震级为 8.0 的海啸水面位移

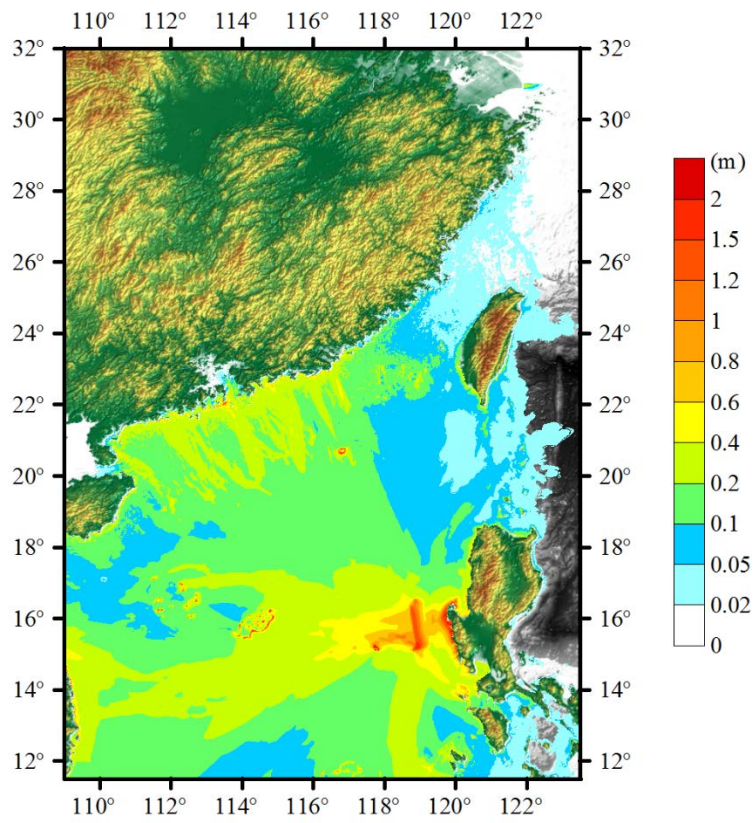
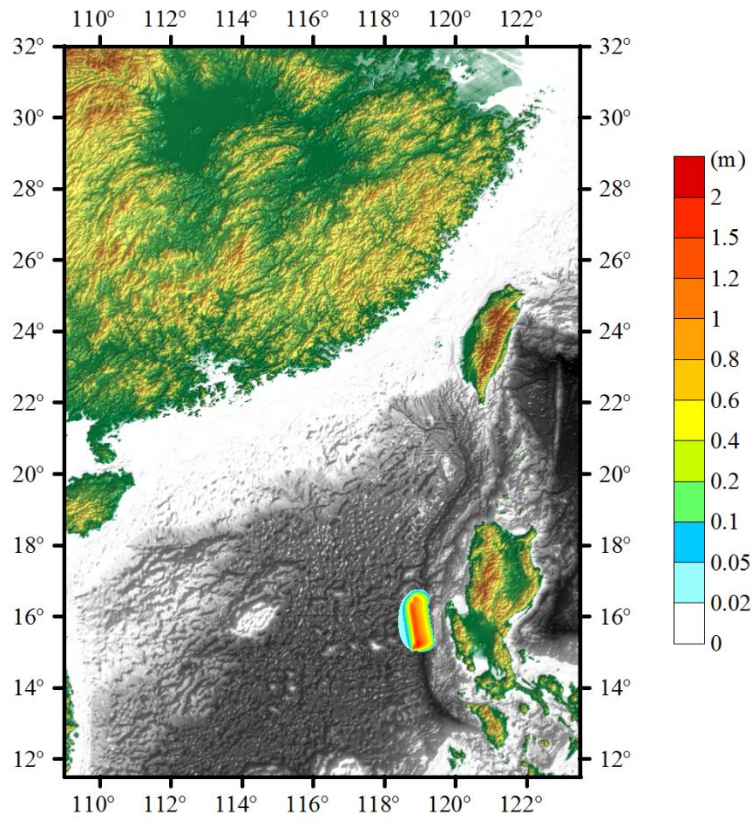


图 4-6 马尼拉海啸潜源 RM4 段设定震级为 8.0 的海啸水面位移

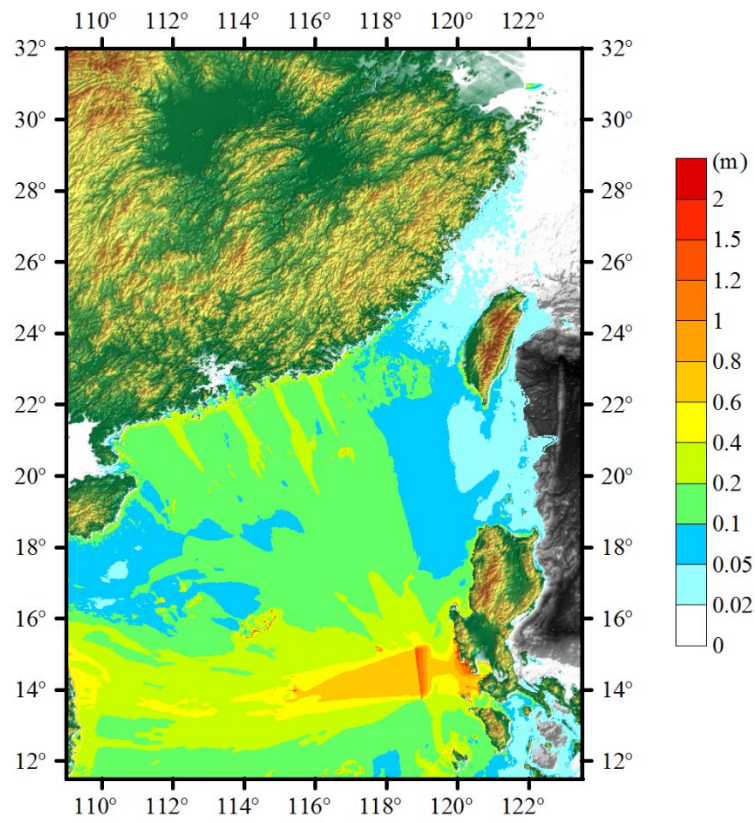
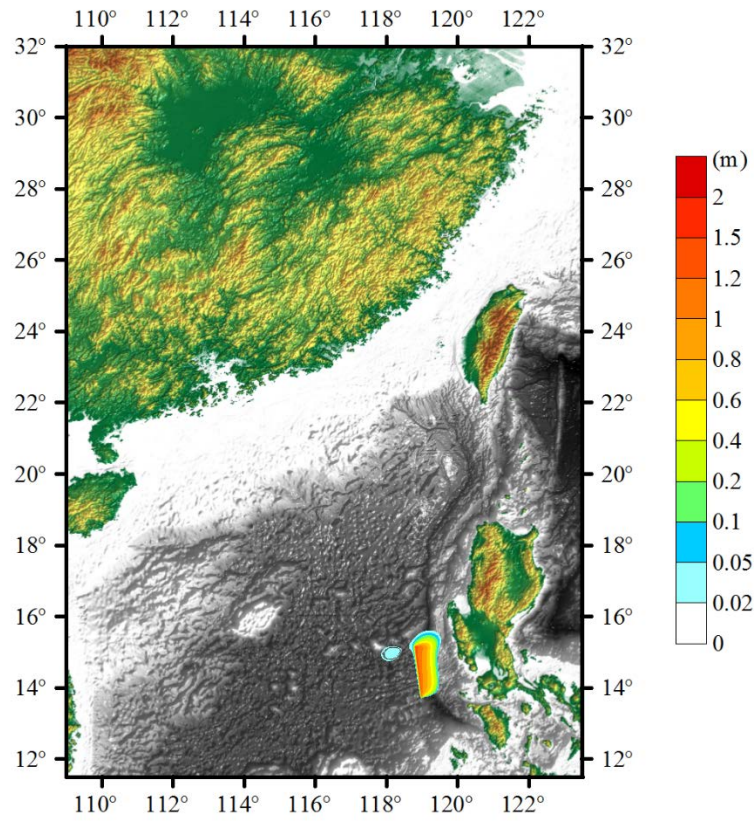


图 4-7 马尼拉海啸潜源 RM5 段设定震级为 8.0 的海啸水面位移

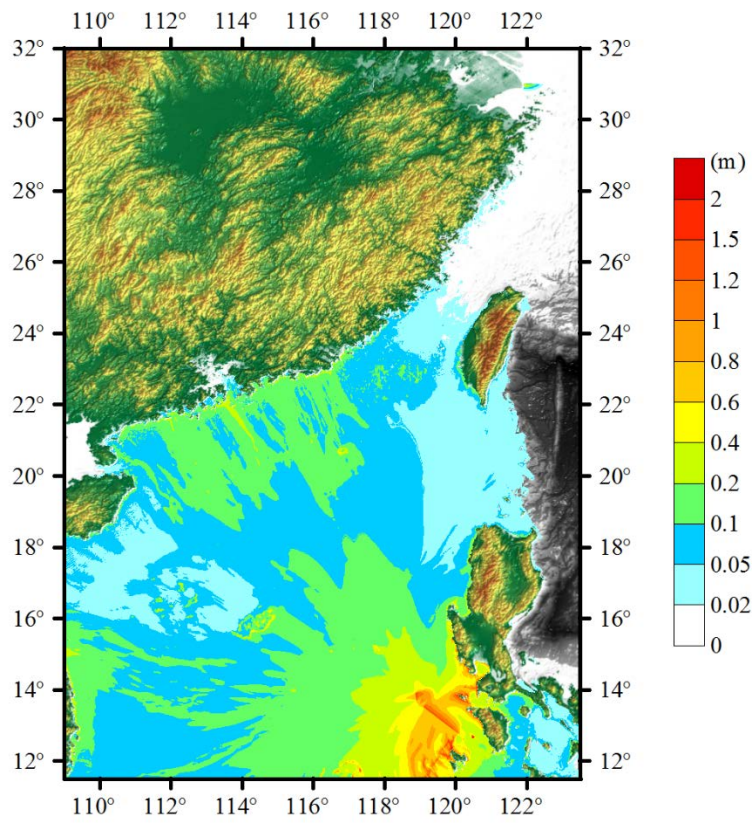
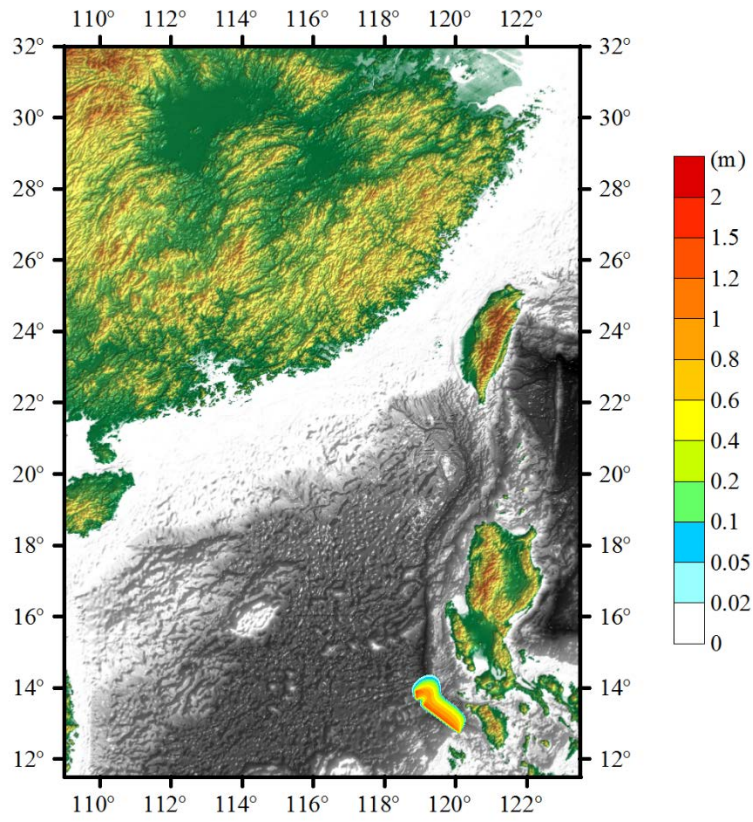


图 4-8 马尼拉海啸潜源 RM6 段设定震级为 8.0 的海啸水面位移

从图 4-3 至 4-8 可以看出, 当震级为 8.0 级时, 马尼拉区域海啸潜源产生的海啸影响范围为 20°N - 25°N , 110°E - 118°E , 对应广东省沿海地区及福建省南部沿海地区。海啸波主要能量向垂直于断层走向的方向传播, 震源位于不同位置时, 产生海啸的传播方向不同, 产生的结果不同。

当震源位于马尼拉区域海啸潜源第一段时, 当海啸波向西传播, 在 21°N , 117°E 附近海啸波发生了折射, 使海啸波主要能量向中国东南沿海地区传播, 在 22°N , 114°E 附近产生接近 2m 的海啸波高; 向东传播时, 台湾南部位于海啸波主要能量的传播路径上, 并且台湾南部距海啸潜源距离较近, 能量耗散少, 海啸波对台湾南部产生较大影响。

当震源位于马尼拉海啸潜源第二段时, 断层走向直接面向中国东南沿海地区, 海啸波主要能量不需要折射便可直接传播至东南沿海地区, 并在在 23°N , 116°E 附近产生较大海啸波高, 相比于震源位于第一段的结果, 震源位于第二段时, 产生的海啸对东南沿海的影响更大。

当震源位于马尼拉区域海啸潜源第三段至第五段时, 这三段断层走向基本一致, 海啸波主要能量的传播方向与中国东南沿海平行, 只有部分散射的能量传播至东南沿海, 对东南沿海产生的影响较小。

当震源位于马尼拉区域海啸潜源第六度时, 断层走向背离东南沿海, 海啸波主要能量向远离东南沿海地区方向传播, 对东南沿海产生的影响可以忽略不计。

值得注意的是, 当震源位于马尼拉区域海啸潜源第一段和第二段时, 海啸波能量传播至 21°N , 117°E 附近时, 由于该区域复杂的水深地形条件, 使海啸波从传播至此处时产生了明显的能量衰减。

4.2.2 震级 M_w 9.0 级海啸波高分布

USGS 海啸调查小组的报告指出马尼拉区域海啸潜源具有发生 M_w 9.0 级地震的可能, 在本节将考虑马尼拉区域海啸潜源发生 M_w 9.0 级地震时诱发海啸造成的影响。

根据 Papazachos 经验公式计算得到破裂长度 L 、破裂宽度 W , 根据式(3-3)确定平均滑移量 D 。由于破裂长度 L 接近马尼拉海沟的全长, 故采用 RM1-RM6 六段联合破裂的方式, 并分为两种情况: (1)破裂始于马尼拉区域海啸潜源的南端、(2)破裂始于马尼拉区域海啸潜源的北端。

采用 COMCOT 程序对设定海啸进行数值模拟, 水深数据采用 ETOPO 提供的精度为 1min 的水深数据, 网格大小设置为 0.5min, 时间步长 1.5s, 震源深度设置为 20km, 震级设置为 M_w 9.0 级, 平均滑移量为 13.67m, 其他参数见表 4-2。模拟结果见图 4-10、图 4-11。

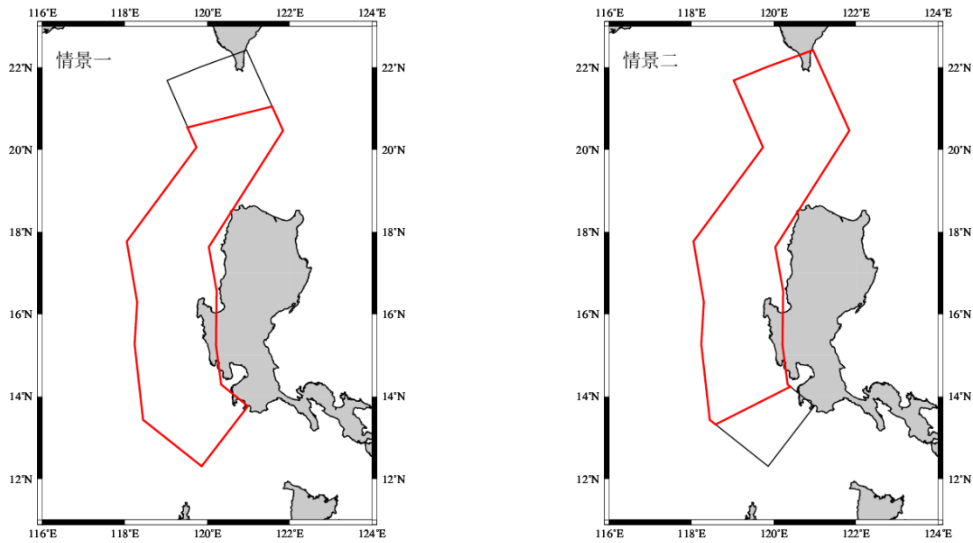


图 4-9 马尼拉区域海啸潜源 M_w 9.0 两种破裂情况

表 4-2 马尼拉 M_w 9.0 设定地震参数

震级 M_w	破裂 情景	破裂 段	震源经 度(°)	震源纬 度(°)	破裂长 度(km)	破裂宽 度(km)	滑移角 (°)	走向 (°)	倾角 (°)
9.0	一	RM1	120.21E	20.61N	67	82	110	350	14
		RM2	119.64E	18.88N	310	109	110	29	20
		RM3	119.04E	17.03N	135	66	90	3	20
		RM4	119.12E	15.80N	140	66	90	351	20
		RM5	119.17E	14.47N	166	71	50	353	30
		RM6	119.78E	13.32N	142	66	50	308	30
	二	RM1	120.10E	21.03N	210	82	110	350	14
		RM2	119.64E	18.88N	310	109	110	29	20
		RM3	119.04E	17.03N	135	66	90	3	20
		RM4	119.12E	15.80N	140	66	90	351	20
		RM5	119.17E	14.47N	166	71	50	353	30
		RM6	119.36E	13.65N	12	66	50	308	30

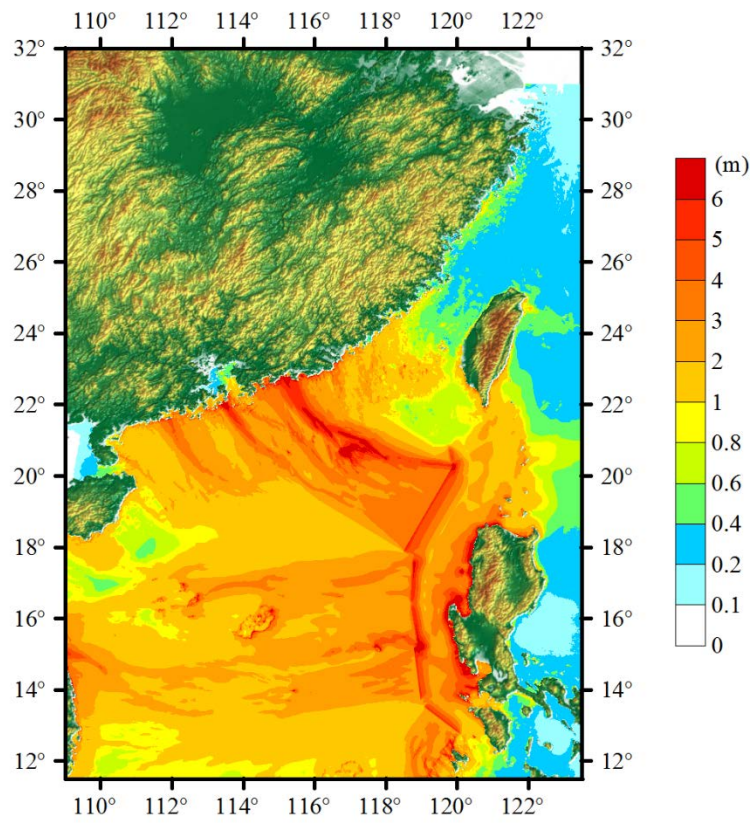
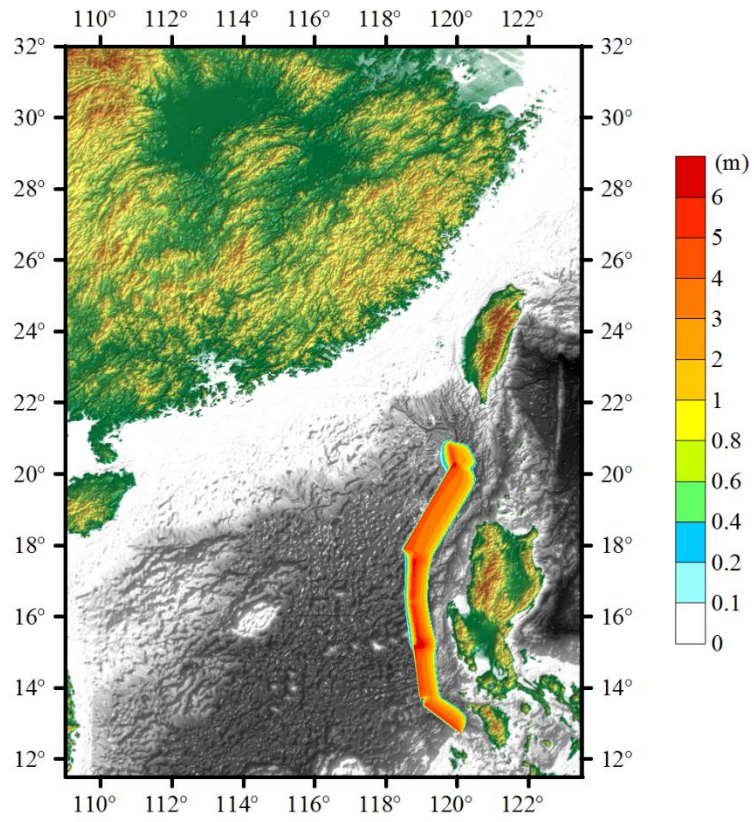


图 4-10 马尼拉海啸潜源设定震级为 9.0 的海啸水面位移(情景一)

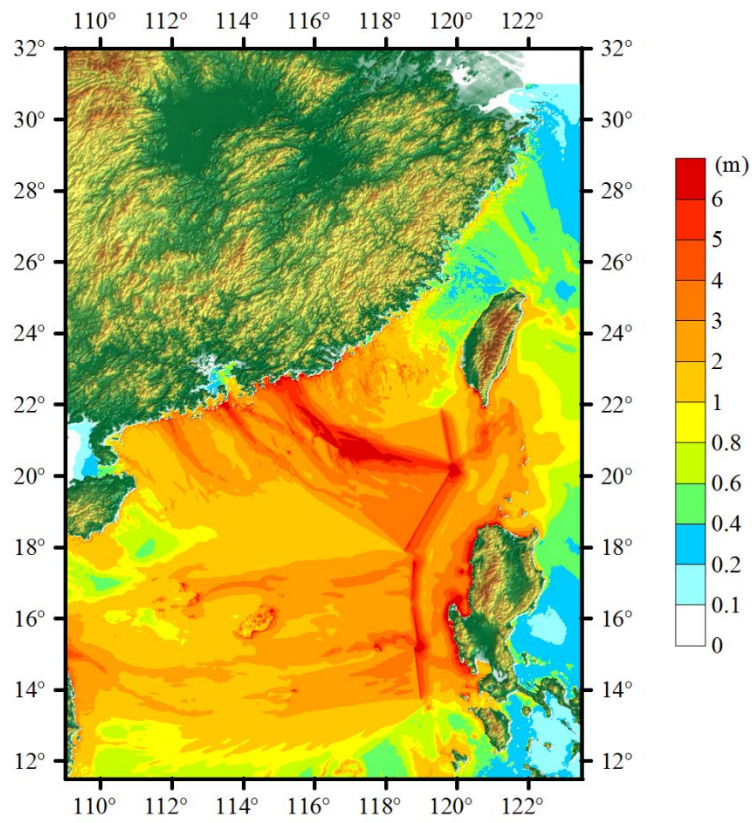
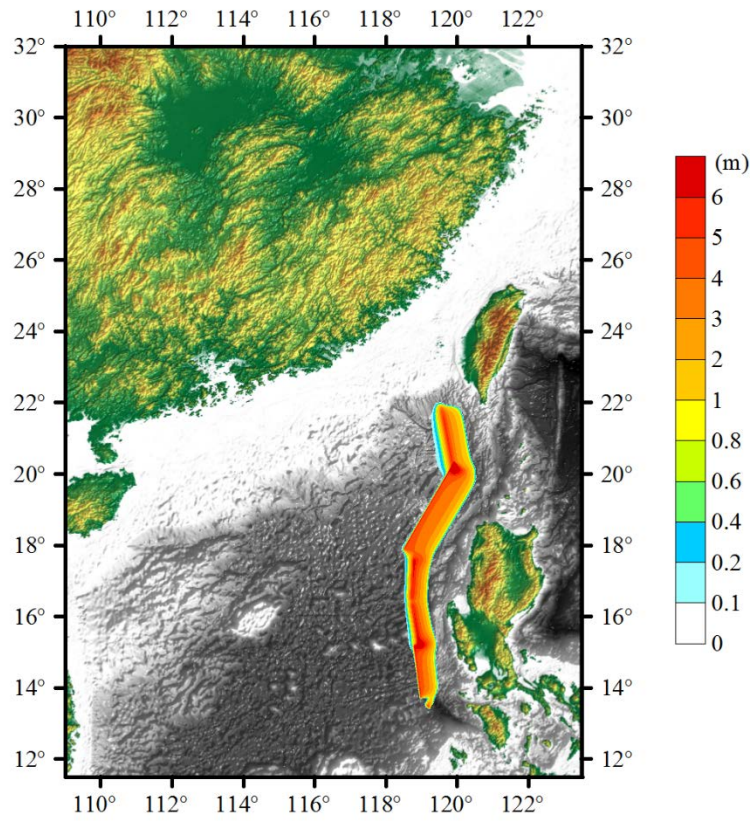


图 4-11 马尼拉海啸潜源设定震级为 9.0 的海啸水面位移(情景二)

从图 4-10 和 4-11 可以看到, 海啸波主要能量向垂直于断层走向方向传播, 使面向断层走向的地区受到的影响较大。当震级为 9.0 级时, 马尼拉区域海啸潜源产生的海啸危险性较高, 在两种情景下, 东南沿海地区 $18^{\circ}\text{N}-24^{\circ}\text{N}$ 和 $110^{\circ}\text{E}-120^{\circ}\text{E}$ 范围内区域均受到较大的影响, 海啸波高不低于 2m, 在 22°N 和 116°E 附近海啸波高达到峰值, 最高波高超过 6m。在台湾海峡以北区域受海啸影响较小, 海啸波高不超过 1m。

情景一与情景二产生的海啸主要差异在于影响范围, 情景二破裂位置距东南沿海更近, 对台湾省南部沿海和浙江省沿海产生了更大的影响。

4.2.3 讨论

比较以上 $M_w8.0$ 和 $M_w9.0$ 的几个地震海啸情景的模拟结果, 发现 $M_w9.0$ 地震海啸产生海啸波高以及影响范围比 $M_w8.0$ 地震海啸更大, 对东南沿海产生的危险性更高, 说明震级是影响海啸危险性的主要因素。在 $M_w8.0$ 的六个地震海啸情景中, 破裂位于走向面向东南沿海的马尼拉区域海啸潜源第一段和第二段时, 对东南沿海产生的影响较大, 位于走向背离东南沿海第三段、第四段、第五段、第六段时对东南沿海产生的影响较小, 说明对于规模较大的区域潜源来说, 破裂位置是影响海啸危险性因素之一。从 $M_w9.0$ 的两个地震海啸情景中可以看出, 海啸影响范围很大, 东南沿海地区海啸波高不低于 2m, 部分地区超过了 6m。虽然 $M_w9.0$ 级地震发生的概率非常小, 但一旦发生将对我国东南沿海造成巨大危害, 产生难以估量的损失。

4.3 关注震级上限的海啸危险性分析

过去 20 年的两次大地震, 2004 苏门答腊地震和 2011 日本地震之前, 两个地区从未发生过如此巨大的地震事件, 研究人员也未把这种极罕遇地震考虑到危险性分析中。PTHA 方法中的震级上限是影响海啸波高超越概率的不确定因素之一, 因此本节针对马尼拉区域海啸潜源采用不同震级上限的 PTHA 方法, 分析马尼拉区域海啸潜源不同震级上限对我国东南沿海危险性的影响。

采用第三章制定海啸目录的方法, 运用四次 Monte Carlo 采样技术对马尼拉区域海啸潜源进行 600 次震级采样, 采样的震级下限均为 7.0 级, 震级上限分别为 8.6、8.8、9.0、9.2, 共制定四个地震海啸目录, 每个目录包含 600 次地震海啸事件。使用 COMCOT 程序模拟每个地震海啸目录中的海啸事件生成和传播过程, 记录每次地震海啸事件发生后 10 个小时时间范围内检测点处水面高度变化。

根据 Chio 的研究, 海啸波高服从对数正态分布, 通常我们使用对数正态分布对波高分布进行拟合, 得到波高概率密度函数, 计算波高的超越概率。但对数正态分布自变量的取值为零到正无穷, 但海啸波高不可能无限变大, 导致海啸波高

分布与拟合的曲线不能完全匹配。为解决这个问题，在这里我们采用只设上限的截尾对数正态分布(Truncated lognormal distribution)对波高分布进行拟合,将地震海啸目录中最大震级诱发的海啸在检测点产生的最大波高作为截尾正态分布的上限。其概率密度函数表示如下：

$$f(h; \mu, \sigma, b) = \frac{\varphi\left(\frac{\ln(h) - \mu}{\sigma}\right)}{h\sigma\left[\Phi\left(\frac{\ln(b) - \mu}{\sigma}\right)\right]} \quad (4.1)$$

其中 h 表示海啸波高， μ 和 σ 分别表示 $\ln(h)$ 的均值和标准差， b 为海啸波高上限，根据地震海啸目录中最大震级诱发海啸在目标场点产生的最大波高确定。 φ 和 Φ 为标准正态分布概率密度函数和累积分布函数。海啸波高超越 H 的概率为：

$$F(h \geq H; \mu, \sigma, b) = \int_H^b \frac{\varphi\left(\frac{\ln(h) - \mu}{\sigma}\right)}{h\sigma\left[\Phi\left(\frac{\ln(b) - \mu}{\sigma}\right)\right]} dh \quad (4.2)$$

以 367 检测点为例绘制超越概率曲线，图中实线为采用对数正态分布拟合的结果，虚线为采用截尾对数正态分布拟合结果。从图中可以看到采用截尾对数正态分布的结果在小于波高上限时略小于采用对数正态分布拟合的结果，在波高上限处出现了截断，超越波高上限的概率为零。

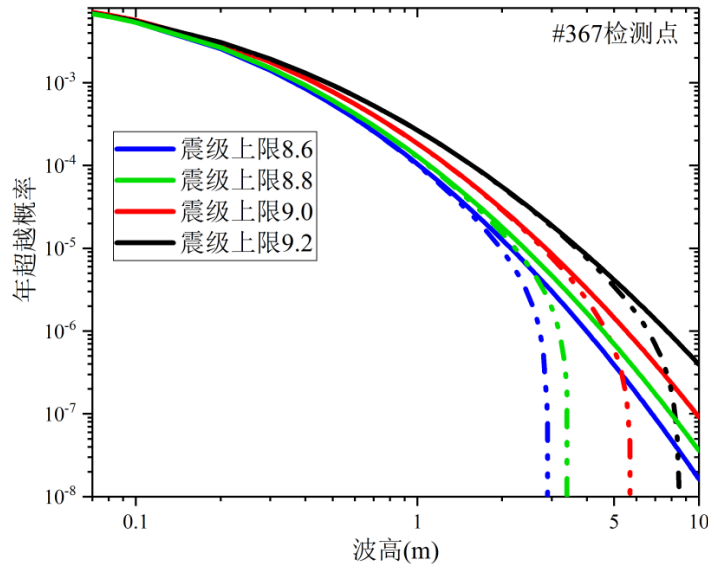


图 4-12 367 检测点海啸波高超越概率曲线

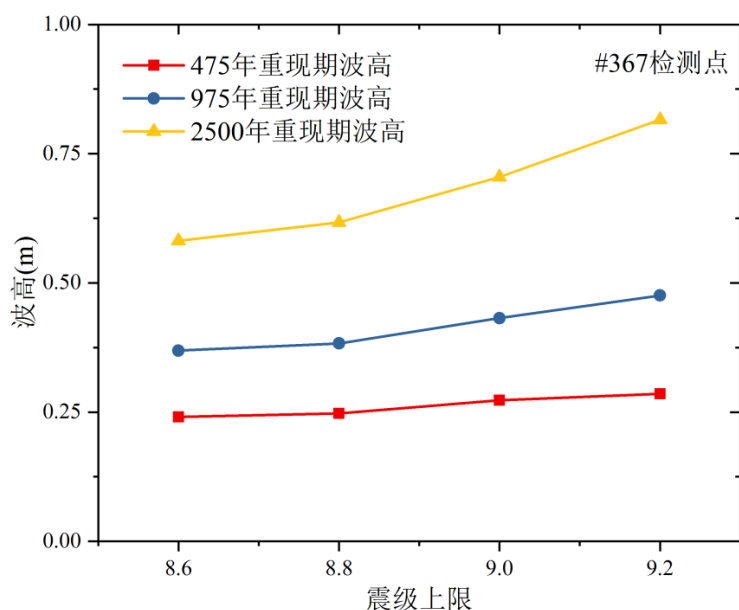


图 4-13 367 检测点不同重现期海啸波高

从图 4-12 和 4-13 可看到随着震级上限的增大,海啸波高的超越概率随之增大,相同重现期海啸波高也随之增大,震级上限的改变对 2500 年重现期的海啸波高影响大于 975 年重现期和 475 年重现期的海啸波高,重现期越长,海啸波高对震级上限越敏感。因此我们认为海啸潜源的震级上限影响 PTHA 计算结果,属于不确定性参数之一,地震海啸潜源随着震级上限的增加,对目标场点产生的危险性也随之增大。

PTHA 中的不确定性参数按其性质分为:随机不确定性参数(Aleatory uncertainty)和认知不确定性参数(Epistemic)(HOFFMAN et al,2010)。震级上限的不确定性属于认知不确定性参数,在这里我们采用逻辑树的方式处理震级上限的不确

定性,将不同震级上限的 PTHA 结果取不同的权重,

采取加权的方式计算最终超越概率曲线。

$$P(h \geq H) = \sum_{i=1}^4 W_i P_i(h \geq H) \quad (4.3)$$

其中, W_i 表示第 i 分支的权重,在这里每一个分支权重设置为 0.25; $P_i(h \geq H)$ 表示每一个分支的年超越概率。

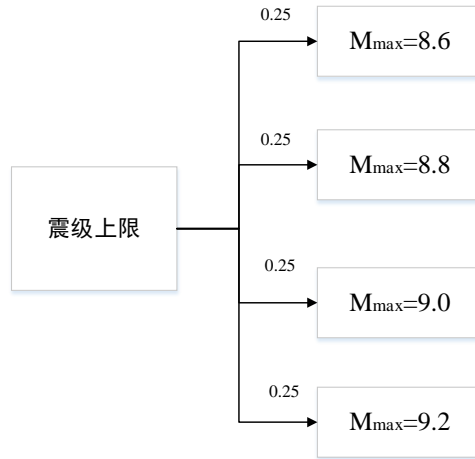


图 4-14 逻辑树示意图

最终年超越概率结果如图 4-15 所示。

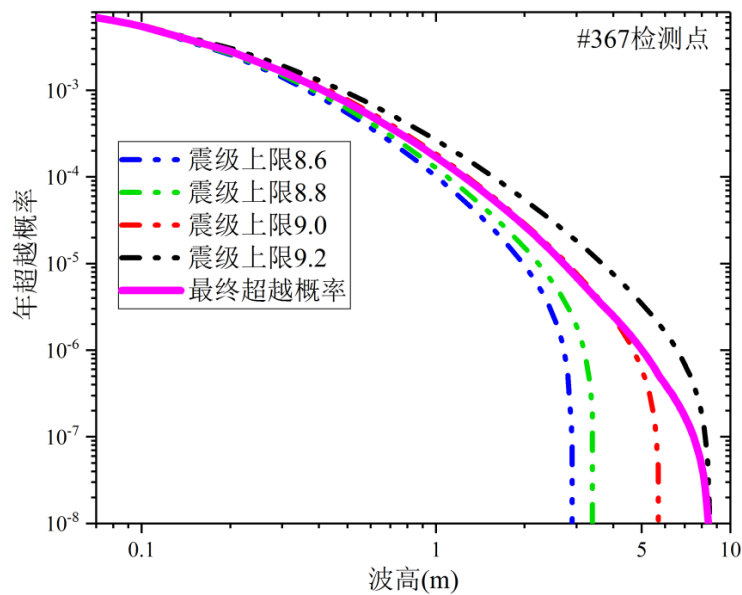


图 4-15 #367 检测点最终年超越概率

从上图可以看到，最终年超越概率大于震级上限为 8.6、8.8 情况下的 PTHA 计算结果，小于震级上限为 9.2 情况下的 PTHA 计算结果，在波高 0-5m 范围内与震级上限为 9.0 情况下 PTHA 结果相似，在 5-10m 范围内最终超越概率计算结果大于震级上限为 9.0 情况下的结果。

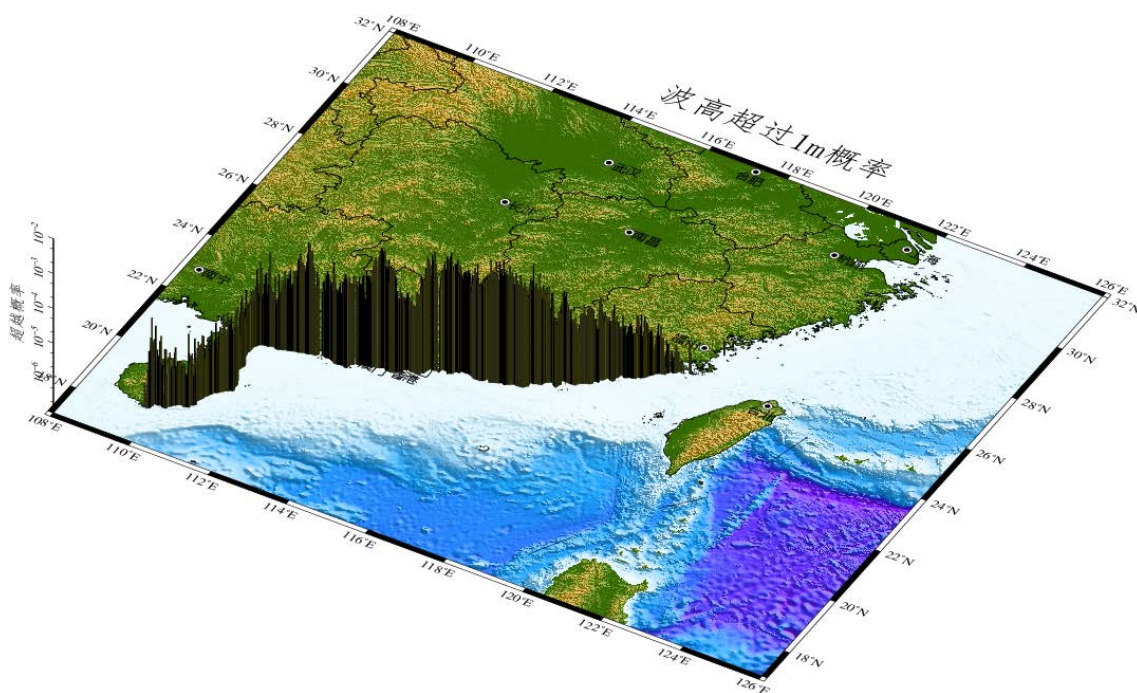


图 4-16 东南沿海海啸波高超越 1m 年超越概率

根据以上方法，对东南沿海每一个检测点进行 PTHA 计算，得到东南沿海只考虑马尼拉区域海啸潜源时，海啸波高超过 1m 的概率。

4.4 本章小结

本章首先针对中国东南沿海附近规模较大的马尼拉区域海啸潜源采用确定性方法分析马尼拉区域海啸潜源对中国东南沿海的影响。分析了马尼拉区域海啸潜源发生 8.0 级地震情况下，震源位于不同位置的六种情景，海啸波的传播方向以及对东南沿海产生影响的差异，结果表明海啸波的主要能量向垂直于断层走向的方向传播，当震源位于马尼拉区域海啸潜源的第一段和第二段时对东南沿海影响较大，位于第三段至第五段时影响较小，位于第六段时几乎没有影响；同时对马尼拉区域海啸潜源发生 9.0 级地震情况下的两种最不利情景进行海啸生成与传播的数值模拟，结果显示在这两种最不利情景下，东南沿海部分地区海啸波高超过 6m。

随后，计算了马尼拉区域海啸潜源不同震级上限时东南沿海的 PTHA 计算结果，分析了震级上限改变对结果的影响。提出使用逻辑树方法处理海啸潜源震级上限的不确定性，并采用截尾对数正态分布对海啸波高进行拟合，对 PTHA 方法计算流程进行了改进，最终给出东南沿海只受马尼拉海啸潜源影响时海啸波高超过 1m 的概率。

第五章 结论与展望

5.1 全文总结

PTHA 方法源于较为成熟的 PSHA 方法，全世界许多地区已经开展 PTHA 的研究。近几年我国也逐步开展了针对于中国沿海地区 PTHA 的研究，针对中国东南沿海的 PTHA 研究已取得了长足的进展，但由于起步较晚，仍存在许多工作尚未完成。本文针对中国东南沿海地区，选取能够对该地区产生影响的局地海啸潜源和区域海啸潜源，制定地震海啸目录，对整个东南沿海地区进行 PTHA 计算，绘制海啸危险性图，并重点分析马尼拉区域海啸潜源对中国东南沿海的影响。得到以下结论：

(1) 确定了对中国南海地区有影响的海啸潜源，并计算了潜源活动性参数。中国东南沿海主要受局地海啸和区域海啸影响，共有 9 个海啸潜源能够对东南沿海产生影响，其中包括 8 个局地海啸潜源和 1 个区域海啸潜源。针对局地海啸潜源和区域海啸潜源采用不同方法计算潜源活动性参数，结果表明区域海啸潜源能够诱发海啸的地震年发生率远高于局地海啸潜源。

(2) 制定地震海啸目录，并在中国东南沿海水深为 10 米处选出 1038 个检测点记录海啸发生过程中水面高度的变化。以香港附近 4 个检测点为例进行 PTHA 计算。结果表明，香港周边不同位置检测点受海啸潜源影响不同，海啸危险性存在差异，香港东侧的检测点危险性最高，南侧检测点危险性最低。香港附近危险性最高的检测点百年内海啸波高超过 0.5m 的概率为 13.7%，超过 1m 的概率为 4%。其中局地海啸潜源对 0.1-1m 海啸波高超越概率贡献大，1m 以上海啸波高超越概率主要由马尼拉区域海啸潜源贡献。

(3) 绘制了东南沿海地区不同海啸波高在不同周期的超越概率分布图和不同海啸波高重现期分布图，以及 475 年、975 年、2500 年重现期对应海啸波高分布图。分析区域性特征发现福建省沿海地区海啸危险性最高，广东省次之，浙江省和海南省受海啸影响很小。针对沿海重要城市进行 PTHA 分析，发现泉州和厦门的海啸危险性较高，100 年内海啸波高超过 1m 的概率分别达到 16.9% 和 29.9%，香港和澳门危险性较低。我国东南沿海的海啸危险性区域化差异明显，主要与近海局部海啸潜源的空间分布有关，制定海啸防灾减灾相关措施时针对不同沿海省份应区别对待。沿海重要城市香港、澳门、泉州、厦门的 PTHA 分析结果显示，较马尼拉区域海啸源，局地潜源对我国沿海的海啸危险性贡献率相对较大，厦门、泉州主要受泉州、厦门 1 号、厦门 2 号、厦门 3 号海啸潜源影响；香港、澳门受马尼拉区域潜源、担杆和珠坳局地潜源共同影响。这些结果体现了海啸潜源与目

标场地的相对位置是影响 PTHA 结果的重要因素之一。

(4) 通过对马尼拉区域海啸潜源确定性分析发现, 海啸波主要向垂直于断层走向的方向传播, 震源位置是影响马尼拉区域海啸潜源对目标场点的海啸危险性因素之一, 震源位于马尼拉区域海啸潜源第一段和第二段时, 对东南沿海产生的影响较大, 位于第三段、第四段、第五段、第六段时对东南沿海产生的影响较小。当马尼拉区域海啸潜源发生 9.0 级地震引发海啸时, 东南沿海部分地区将产生超过 6m 的海啸波高。虽然 M_w 9.0 级地震发生的概率非常小, 但一旦发生将对中国东南沿海造成巨大危害。

(5) 提出对 PTHA 方法的改进思路, 采用截尾对数正态分布对海啸波高进行拟合, 解决采用对数正态分布拟合波高得到的波高累积分布函数中, 波高上限过大, 不符合实际情况的问题。对比原有方法, 采用截尾对数正态分布拟合波高, 最终得到的 PTHA 结果较小。

(6) 分析改进后的 PTHA 中海啸潜源震级上限不确定性对结果产生的影响。结果表明, 随着海啸潜源震级上限的增大, PTHA 计算结果呈现增大的趋势, 同一场点, 2500 年重现期的海啸波高对潜源震级上限改变的敏感性大于 975 年、475 年重现期海啸波高对潜源震级上限改变的敏感性。最终采用逻辑树的方法处理海啸潜源震级上限不确定性, 得到只考虑马尼拉区域海啸潜源情况下, 东南沿海地区海啸波高超过 1m 的概率。

5.2 研究展望

本文虽然进行了一些海啸危险性分析方面的工作, 但受到科研能力和知识储备的限制, 加之时间和精力有限, 本文依然存在许多问题有待开展深入的研究工作。

(1) 在 PTHA 方法中, 除第四章提出的地震海啸潜源震级上限不确定性外, 还才存许多具有不确定性参数, 研究 PTHA 中不确定性参数如何影响 PTHA 计算结果, 并采用合理的方法处理这种不确定, 进一步提高 PTHA 精确程度。

(2) 我国沿海区域并未开展海啸淹没图的绘制研究, 应根据海啸危险性图研究结果, 针对我国沿海海啸危险性较高的重要城市, 采用高精度水深地形数据, 进行海啸淹没数值模拟, 确定海啸来临时的具体淹没范围, 制定具体的防灾减灾措施。

(4) 本文尚未进行海啸传播速度相关研究, 研究海啸发生后传播至中国近海所需时长, 也是一项重要工作。

(5) 开展有关海啸传播过程中水流速度的大小的研究, 可以为海啸荷载相关研究提供准备。

参考文献

- 陈颀, 陈棋福, 张尉. 2007. 中国的海啸灾害[J]. 自然灾害学报, 16(2): 1-6.
- 陈运泰, 杨智娴, 许力生. 2005. 海啸、地震海啸与海啸地震[J]. 物理, 34(12): 864-872.
- 高焕臣, 闵庆方. 1994. 渤海地震海啸发生的可能性分析[J]. 海洋预报, (1): 63-66.
- 高中和, 李灼华, 季幼庭, 徐映深. 1992. 中国大陆沿海地震海啸析疑[J]. 中国地震, (4): 102-107.
- 郭增建, 陈鑫连. 1986. 地震对策[M]. 北京: 地震出版社.
- 郭增建, 秦保燕, 李革平. 1992. 未来灾害学[M].北京: 地震出版社.
- 海地. 1977. 地震海啸[J]. 地震战线, 4: 6-8.
- 洪明理, 任鲁川, 霍振香. 2014. 基于 E-FAST 法分析海啸波高对潜在海啸源参数的敏感性[J]. 地震学报, 36(2): 252-260.
- 洪明理. 2016. 1934 年马尼拉海沟中部 7.5 级地震复发周期的估计及引发海啸的数值模拟研究 [J]. 南京师大学报, 39(4): 8-13.
- 户晓东. 1999. 地震海啸对滨海核电厂影响的探讨[J]. 国网技术学院学报, (4): 103-105.
- 李成. 1982. 地震海啸的研究[J]. 海洋通报, (2): 19-26.
- 林均岐. 2005. 2004 年 12 月 26 日印度尼西亚地震海啸灾害考察[J]. 地震工程与工程振动, 25(2): 30-33.
- 刘昌森. 1992. 地震海啸及其对上海的影响[J]. 上海国土资源, (3): 10-17.
- 潘文亮, 王盛安, 蔡树群. 2009. 南海潜在海啸灾害的模拟[J]. 热带海洋学报, 28(6): 7-14.
- 任叶飞, 杨智博, 温瑞智等. 2015. 地震海啸数值模拟中海洋水深数据的敏感性研究[J]. 自然灾害学报, (2):15-22.
- 宋昱莹, 温瑞智, 任叶飞, 杨智博. 2014.沿海场点地震海啸危险性概率分析[J]. 地震工程与工程振动, (s1): 1060-1064.
- 王培涛, 高义, 于福江, 范婷婷. 2014. 基于数值模拟的渤海海域地震海啸危险性量化研究 [J]. 海洋学报, 36(1): 56-64.
- 温瑞智, 任叶飞, 周正华. 2007a. 近场海啸数值模拟初步研究[C]. 全国防震减灾工程学术研讨会.
- 温瑞智, 任叶飞. 2007b. 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.
- 温瑞智, 任叶飞, 周正华, 史大成. 2008. 越洋海啸的数值模拟[J]. 地震工程与工程振动, 28(4): 28-34.
- 温瑞智,任叶飞,李小军. 2011a. 日本 M_W9.0 级地震海啸数值模拟与启示[J]. 国际地震动态, (4): 22-27.
- 温瑞智,任叶飞,李小军,潘蓉. 2011b. 我国地震海啸危险性概率分析方法[J]. 华南地震, 31(4): 1-13.
- 温燕林, 于海英, 薛艳, 赵文舟, 李伟, 朱佳苗. 2014. 基于历史记录评估日本南海海槽地震时我国江浙沪地区的海啸强度[J]. 地震工程与工程振动, (s1): 1065-1070.
- 杨马陵, 魏柏林. 2005. 南海海域地震海啸潜在危险的探析[J]. 灾害学, 20(3): 41-47.
- 杨智博. 2015. 中国地震海啸危险性分析[D]. 哈尔滨: 中国地震局工程力学研究所.
- 姚远, 蔡树群, 王盛安. 2007. 海啸波数值模拟的研究现状[J]. 海洋科学进展, 25(4): 487-494.
- 于福江, 叶琳, 王喜年. 2001. 1994 年发生在台湾海峡的一次地震海啸的数值模拟[J]. 海洋学报:中文版, 23(6): 32-39.

- 于福江, 王培涛, 赵联大, 原野. 2011. 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, 54(4): 918-925.
- 张虎男. 1995. 南海及其周缘的地震活动与区域稳定性评价[J]. 海洋学报, 17(6): 81-89.
- 张鹏, 任叶飞, 温瑞智, 潘蓉, 杨智博, 李小军. 2016. 广东大亚湾的地震海啸概率危险性评价[C]. 第一届中国国际核电站构筑物可靠性与抗震性能评价技术交流论坛, : 6.
- 张鹏. 2017. 中国东南沿海海啸危险性分析[D]. 哈尔滨: 中国地震局工程力学研究所.
- 张兴铭, 包澄澜, 于惠秋. 1995. 环太平洋国家和地区海洋减灾状况概览[J]. 中国减灾, (4): 58-60.
- 祝会兵. 2006a. 海啸模型研究进展 (I)[J]. 宁波大学学报: 理工版, 19(4): 536-541.
- 祝会兵, 于颖, 戴世强. 2006b. 海啸数值计算研究进展[J]. 水动力学研究与进展, 21(6): 714-723.
- 祝会兵. 2007. 海啸模型研究进展 (II)[J]. 宁波大学学报(理工版), 20(4): 526-531.
- Aki K. 1966. Generation and Propagation of G Waves from the Niigata Earthquake of June 16, 1964. : Part 2. Estimation of earthquake moment, released energy, and stress-strain drop from the G wave spectrum[J]. 东京大学地震研究所彙報, 44: 73-88.
- Barberopoulou A. 2011. Reassessing the tsunami risk in major ports and harbors of California I: San Diego[J]. Natural Hazards, 58(1): 479-496.
- Blakely R. 2005. Tsunami Source Characterization for Western Pacific Subduction Zones: A Preliminary Report USGS Tsunami Subduction Source Working Group Stephen Kirby A, Eric Geist B, William HK Lee A2, David Scholl B2, and[J].
- Blaser L, Krüger F, Ohrnberger M, Scherbaum F. 2010. Scaling Relations of Earthquake Source Parameter Estimates with Special Focus on Subduction Environment[J]. Bulletin of the Seismological Society of America, 100(6): 2914-2926.
- Burbidge D, Cummins P R, Mleczko R, Thio H K. 2008. A probabilistic tsunami hazard assessment for Western Australia, Tsunami Science Four Years after the 2004 Indian Ocean Tsunami: Springer, : 2059-2088.
- Chock G Y K. 2016. Design for Tsunami Loads and Effects in the ASCE 7-16 Standard[J]. Journal of Structural Engineering, 142(11): 04016093.
- Choi B H, Pelinovsky E, Ryabov I, Hong S J. 2002. Distribution Functions of Tsunami Wave Heights[J]. Natural Hazards, 25(1): 1-21.
- Choi B H, Min B I, Pelinovsky E, Tsuji Y, Kim K O. 2012. Comparable analysis of the distribution functions of runup heights of the 1896, 1933 and 2011 Japanese Tsunamis in the Sanriku area[J]. Natural Hazards & Earth System Sciences, 12(5): 1463-1467.
- Cornell C A. 1968. Engineering seismic risk analysis[J]. Bulletin of the Seismological Society of America, 58(11 Suppl 1): S183-S188.
- Davies G, Griffin J, Løvholt F, Glimsdal S, Harbitz C, Thio H K, Lorito S, Basili R, Selva J, Geist E. 2018. A global probabilistic tsunami hazard assessment from earthquake sources[J]. Geological Society, London, Special Publications, 456(1): 219-244.
- Downes G L, Stirling M W. 2001. Groundwork for development of a probabilistic tsunami hazard model for New Zealand[J]. Proceedings, : 1-6.
- Dziewonski A M, Chou T A, Woodhouse J H. 1981. Determination of earthquake source parameters from waveform data for studies of global and regional seismicity[J]. Journal of Geophysical Research Solid Earth, 86(B4): 2825-2852.
- Ekström G, Nettles M, Dziewoński A M. 2012. The global CMT project 2004-2010:

- Centroid-moment tensors for 13,017 earthquakes[J]. *Physics of the Earth & Planetary Interiors*, 200-201(s 200–201): 1-9.
- Frohlich C, Apperson K D. 1992. Earthquake focal mechanisms, moment tensors, and the consistency of seismic activity near plate boundaries[J]. *Tectonics*, 11(2): 279-296.
- Geist E L, Parsons T. 2006. Probabilistic Analysis of Tsunami Hazards*[J]. *Natural Hazards*, 37(3): 277-314.
- González F, Geist E L, Jaffe B, Kânoğlu U, Mofjeld H, Synolakis C, Titov V V, Arcas D, Bellomo D, Carlton D. 2009. Probabilistic tsunami hazard assessment at seaside, Oregon, for near - and far - field seismic sources[J]. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 114(C11).
- Heidarzadeh M. 2011. A probabilistic tsunami hazard assessment for the Makran subduction zone at the northwestern Indian Ocean[J]. *Natural Hazards*, 56(3): 577-593.
- Hoechner A, Babeyko A Y, Zamora N. 2016. Probabilistic tsunami hazard assessment for the Makran region with focus on maximum magnitude assumption[J]. *Natural Hazards & Earth System Sciences*, 16(6): 1339-1350.
- Hoffman F O, Hammonds J S. 2010. Propagation of uncertainty in risk assessments: the need to distinguish between uncertainty due to lack of knowledge and uncertainty due to variability[J]. *Risk Analysis An Official Publication of the Society for Risk Analysis*, 14(5): 707-712.
- Houston J R, Garcia A W. 1978. Type 16 Flood Insurance Study: Tsunami Predictions for the West Coast of the Continental United States[J]. *South African Journal of Botany*, 74(2): 260-267.
- Horspool N, Pranantyo I, Griffin J et al. 2014. A probabilistic tsunami hazard assessment for Indonesia[J]. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 14(11): 3105-3122.
- <https://www.ngdc.noaa.gov/nndc/struts/results?&t=102564&s=230&d=230>.
- https://www.ngdc.noaa.gov/hazard/tsu_db.shtml.
- Huang Z, Wu T R, Tan S K, Megawati K, Shaw F, Liu X, Pan T C. 2009. Tsunami hazard from the subduction Megathrust of the South China Sea: Part II. Hydrodynamic modeling and possible impact on Singapore[J]. *Journal of Asian Earth Sciences*, 36(1): 93-97.
- Huang Z, Borrero J C, Qiu Q, Hill E M, Li L, Sieh K E. A comparison between two inundation models for the 25 October 2010 Mentawai Islands Tsunami[J], 2011.
- Kirby S, Geist E. 2006. Great earthquake tsunami sources: empiricism and beyond[C]. USGS Tsunami Sources Workshop.
- Koh H L, Teh S Y, Kew L M, Zakaria N A. 2009. SIMULATION OF FUTURE ANDAMAN TSUNAMI INTO STRAITS OF MALACCA BY TUNA[J]. *Journal of Earthquake & Tsunami*, 3(02): 89-100.
- Leonard L J, Rogers G C, Mazzotti S. 2014. Tsunami hazard assessment of Canada[J]. *Natural Hazards*, 70(1): 237-274.
- Leonard M. 2010. Earthquake Fault Scaling: Self-Consistent Relating of Rupture Length, Width, Average Displacement, and Moment Release[J]. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 100(5A): 1971-1988.
- Lin I C, Tung C C. 1982. A preliminary investigation of tsunami hazard[J]. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 72(6): 2323-2337.
- Liu Y, Santos A, Wang S M, Shi Y, Liu H, Yuen D A. 2007. Tsunami hazards along Chinese coast from potential earthquakes in South China Sea[J]. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 163(1-4): 233-244.

- Mai P M. Source Scaling Properties from Finite-Fault-Rupture Models[J]. 2000. Bulletin of the Seismological Society of America, 90(3): 604-615.
- Mak S, Chan L S. 2007. Historical tsunamis in South China[J]. Natural Hazards, 43(1): 147-164.
- Murotani S, Satake K, Fujii Y. 2013. Scaling relations of seismic moment, rupture area, average slip, and asperity size for M~9 subduction - zone earthquakes[J]. Geophysical Research Letters, 40(19): 5070-5074.
- Okal E A, Synolakis C E. 2010. Far-field tsunami hazard from mega-thrust earthquakes in the Indian Ocean[J]. Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society, 172(3): 995-1015.
- Omira R, Baptista M, Matias L. 2015. Probabilistic tsunami hazard in the Northeast Atlantic from near-and far-field tectonic sources[J]. Pure and Applied Geophysics, 172(3-4): 901-920.
- Papazachos B, Scordilis E, Panagiotopoulos D, Papazachos C, Karakaisis G. 2004. GLOBAL RELATIONS BETWEEN SEISMIC FAULT PARAMETERS AND MOMENT MAGNITUDE OF EARTHQUAKES[J]. Bulletin of the Geological Society of Greece, 36.
- Parsons T, Geist E L. 2009. Is there a basis for preferring characteristic earthquakes over a Gutenberg-Richter distribution in probabilistic earthquake forecasting?[J]. Bulletin of the Seismological Society of America, 99(3): 2012-2019.
- Power W, Downes G, Stirling M. 2007. Estimation of tsunami hazard in New Zealand due to South American earthquakes, Tsunami and Its Hazards in the Indian and Pacific Oceans: Springer, : 547-564.
- Power W, Wallace L, Wang X, Reyners M. 2012. Tsunami Hazard Posed to New Zealand by the Kermadec and Southern New Hebrides Subduction Margins: An Assessment Based on Plate Boundary Kinematics, Interseismic Coupling, and Historical Seismicity[J]. Pure & Applied Geophysics, 169(1-2): 1-36.
- Ren Y, Wen R, Song Y. 2014. Recent progress of tsunami hazard mitigation in China[J]. Episodes, 37(4): 277-283.
- Ren Y, Wen R, Zhang P, Yang Z, Pan R, Li X. 2016. Implications of Local Sources to Probabilistic Tsunami Hazard Analysis in South Chinese Coastal Area[J]. Journal of Earthquake & Tsunami, : 1740001.
- Rikitake T, Aida I. 1988. Tsunami Hazard Probability in Japan[J]. Bulletin of the Seismological Society of America, 78(3): 1268-1278.
- Sørensen M B, Spada M, Babeyko A, Wiemer S, Grünthal G. 2012. Probabilistic tsunami hazard in the Mediterranean Sea[J]. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 117(B1).
- Satake K, Fujii Y, Harada T, Namegaya Y. 2013. Time and Space Distribution of Coseismic Slip of the 2011 Tohoku Earthquake as Inferred from Tsunami Waveform Data[J]. Bulletin of the Seismological Society of America, 103(2B): 1473-1492.
- Somerville P. 1999. Characterizing crustal earthquake slip models for the prediction of strong ground motion[J]. Seism.res.lett, 70(1): 59-80.
- Strasser F O, Arango M C, Bommer J J. 2010. Scaling of the Source Dimensions of Interface and Intraslab Subduction-zone Earthquakes with Moment Magnitude[J]. Seismological Research Letters, 81(6): 941-950.
- Thio H K, Somerville P, Ichinose G. 2008. PROBABILISTIC ANALYSIS OF STRONG GROUND MOTION AND TSUNAMI HAZARDS IN SOUTHEAST ASIA[J]. Journal of Earthquake & Tsunami, 1(02): 119-137.

- Thio H K, Somerville P: 2009. A probabilistic tsunami hazard analysis of California, TCLEE 2009: Lifeline Earthquake Engineering in a Multihazard Environment, : 1-12.
- Tinti S, Armigliato A, Tonini R, Maramai A, Graziani L. 2005. Assessing the hazard related to tsunamis of tectonic origin: a hybrid statistical-deterministic method applied to southern Italy coasts[J]. *Isot Journal of Earthquake Technology*, 42(4): 189-201.
- Wells D L, Coppersmith K J. 1994. New empirical relationships among magnitude, rupture length, rupture width, rupture area, and surface displacement[J]. *Bull.seism.soc.am*, 84(4): 974-1002.
- Wu T R, Huang H C. 2009. Modeling tsunami hazards from Manila trench to Taiwan[J]. *Journal of Asian Earth Sciences*, 36(1): 21-28.
- Yan Y K, Jackson D D. 2013. Tohoku earthquake: a surprise?[J]. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 103(2B): 1181-1194.
- Zhou Q, Adams W. 1986. Tsunamigenic earthquakes in China: 1831 BC to 1980 AD[J]. *Science of Tsunami Hazards*, 4(3): 131-148.
- Zhou Q, Adams W M. 1988. Tsunami risk analysis for China[J]. *Natural Hazards*, 1(2): 181-195.

致 谢

时光飞逝，转眼间来到工力所已经两年，在这两年中，我得到了很多来自老师、同学、和朋友的关怀与帮助，让我在一个充满温馨的环境中读过两年学习生涯，在这里对你们表达我由衷的感谢。

首先感谢我的老师温瑞智研究员，感谢您能在百忙之中抽出时间，关心我的论文进展，针对论文中存在的问题提供宝贵的意见，为我的论文编写提供了指导与帮助。温老师严谨的治学态度和勤恳的工作作风深深的感染着我并激励着我不断进步，您一直是我学习的楷模，能够成为您的学生是我的荣幸。

感谢任叶飞老师在科研与生活上的帮助，任老师为我的学位论文投入了大量的时间，他总是耐心的为我解答问题，并对我论文中的错误提出解决建议，帮助我修改论文，我的论文倾注了他大量的心血。他对待学生认真负责的态度、努力进取的工作精神都是我学习的榜样。

感谢我的师兄张鹏，感谢他的倾囊相授，为我的科研工作提供了极大的助力。感谢师兄王宏伟、冀昆、尹建华、徐朝阳、宣继赛、宋碧野；师姐徐培彬、周影、毕熙荣、姚鑫鑫、张颖楚，谢谢你们对我的照顾和关心。感谢同级的温攀、王月茹，感谢你们的陪伴与帮助。

感谢我的室友车泽鑫、冯立刚、杜杰，感谢你们的包容与照顾，感谢你们陪我吃饭、陪我玩耍，丰富我的课余生活，很幸运能和你们成为室友。衷心祝福你们能够找到理想的工作。

感谢我的父母含辛茹苦培养我长大成人，为我构筑舒适温暖的家，为我提供良好的学习环境，是他们无私的爱一直默默的支持我，使我不断进步、不断成长。祝愿我的父母身体健康、事事顺心。

感谢我的女朋友对我的支持与鼓励，一路走来，感谢有你的陪伴。

刘也

二零一八年五月于哈尔滨

作者简介

刘也, 男, 汉族, 1995年9月生于黑龙江省齐齐哈尔市拜泉县, 2012年9月~2016年6月, 就读于东北农业大学水利与土木工程学院土木工程专业, 2016年9月考入中国地震局工程力学研究所, 师从温瑞智研究员, 主要从事地震海啸危险性分析方面的研究工作。

硕士期间发表的文章

1. 刘也,任叶飞,温瑞智,徐朝阳. 中国东南沿海海啸危险性区域性特征[J].地震工程与工程振动增刊(已录用)
2. 徐朝阳,任叶飞,温瑞智,刘也. 概率地震海啸危险性分析中地震样本容量的确定:考虑震级分布完备性[J].地震工程与工程振动(已录用)

硕士期间参与的科研项目

1. 国家自然科学基金面上项目(编号 51278473):我国地震海啸危险性概率分析方法
2. 环境保护部公益性行业科研专项(编号 201209040): 中国沿海核电建设场址地震海啸危险性分析
3. 东北亚地震海啸和火山合作研究计划项目(编号 ZRH2014-11): Methodogies for tsunami hazard analysis and building regional capacity
4. 中国地震局工程力学研究所基本科研业务费专项(编号 2014B06): 中国东部滨海场地地震安全性评价中的特殊问题研究