

中国东南沿海海啸危险性分析

张鹏

二零一七年五月

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分析

张鹏

中国地震局工程力学研究所

中国·哈尔滨

二零一七年五月

图书分类号: **P315**

单位编码: **85406**

学 号: **2014254**

工学硕士学位论文

中国东南沿海海啸危险性分析

硕 士 研 究 生: 张鹏
导 师: 温瑞智
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
二零一七年五月

Master's Degree Thesis

Probabilistic tsunami hazard analysis along Chinese coast

Master Candidate: Zhang Peng

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

June, 2017

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： 张畅 签字日期： _____

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： 张畅 导师签名： _____

签字日期： _____ 签字日期： _____

摘要

在过去的两个半世纪以来，全球发生了 2500 多次海啸，历史上由海底地震引发的海啸占历史海啸事件的 95%。改革开放以来，我国东南沿海地区快速发展，出现了资金密集，人口密集的大城市，随着沿海基础设施建设越来越多，经济越来越发达，这些城市群面临的海啸的危险性愈来愈受到人们的重视。随着海啸研究的深入和实际工程的需要，对海啸危险性准确性要求也越来越高。根据学者的研究，海啸波高对震源参数较为敏感，而每次地震，震源参数都是不同的，存在一定的不确定性。2005 年，我国新颁布了地震动参数区划图，调整了我国部分地震区划及地震动参数，为了给沿岸基础设施提供更精确的海啸危险性数据和设防要求，就不可避免要考虑到震源参数不确定性对海啸曲线的影响，本文围绕概率性海啸危险性分析（PTHA）中相关参数的确定，场点危险性计算，震源参数不确定性处理展开研究。给出局地潜源和区域潜源对我国东南沿海的影响，给出各分位数海啸风险曲线。主要工作如下：

(1) 东海南沿海局地海啸潜源影响范围的确定。根据海啸潜源的位置确定其所处的潜在震源区，根据地震区划图所给出的个地震区的最大震级作为的东南海域地震潜源的震级上限，利用经验公式计算最大地震场景下的破裂宽度，长度，滑移量。通过局地海啸潜源的最大震级场景的模拟，确定对珠江口和台湾海峡地区有影响的局地潜源，确定各个局地海啸潜源的影响范围。分析结果表明，由于局地潜源的规模和震级上限的限制，我国东南沿海的海啸潜源只对一定范围内的海岸线有影响，且受潜源走向，位置影响较大。

(2) 潜源活动性参数计算。对于局地潜源，根据《中国地震动参数区划图》(GB 18306—2015)给出的地震区划参数，确定各个海啸潜源所在地震区的活动性参数，将潜源面积作为权重因子，计算得出得出局地海啸潜源的地震年发生率。对于区域潜在马尼拉海啸源，我们统计了相关统计区内的历史地震，拟合了 G-R 公式并给出震级范围内所有地震的年发生率，根据全球地震型海啸震源深度，给出能够诱发海啸的地震所需的深度要求。通过马尼拉统计区的历史地震机制解，给出逆冲型地震所占的比例和符合深度要求的历史地震所占比例，给出马尼拉潜源海啸型地震的年发生率。通过对比两类潜源年发生率，发现局地潜源地震年发生率远远小于马尼拉潜源。

(3) 东南沿海海啸危险性计算。在珠江口、台湾海峡地区选取 6 个计算场点作为 PTHA 计算示例点，根据第一章确定的各区域的主要作用潜源和第二章给出的局地海啸潜源和马尼拉海啸潜源的地震年发生率。利用蒙特卡罗取样确定地震样本的震中位置和震级，根据经验公式确定地震破裂面规模和滑移量，确定震源参数后，利用开源的 COMCOT 进行数值模拟，拟合得出计算场点波高的分布，给出各场点的波高超越概率和各潜源的贡献率。计算结果表明，虽然马尼拉潜源的震

级上限和年发生率均高于局地潜源，由于局地潜源距离海岸线较近，海啸波高衰减较小，在我国沿海监测到的海啸波高小于局地潜源，对我国沿海的影响也小于局地潜源。

(4) 提出 PTHA 中参数不确定性的处理方法。对概率海啸危险性分析 (PTHA) 中涉及的参数，根据参数性质分为随机不确定性和理性不确定性。根据两类不确定性性质的不同，给出在 PTHA 中考虑二者的方法：在 PTHA 中，利用逻辑树考虑理性不确定性，利用事件树考虑随机不确定性。以马尼拉为例，统计马尼拉地区历史地震的倾角和滑移角，根据统计结果拟合二者累计频率曲线，作为滑移角，倾角的分布模型。根据面积经验公式建立破裂面积的分布模型，将不确定性离散化，利用事件树考虑倾角，滑移角，面积三者的不确定性，计算珠江口地区的危险性曲线，并给出 20%和 80%分位曲线和均值。结果显示，在倾角，滑移角和破裂面规格三个不确定性共同作用下，海啸波高变化较大，危险性曲线变化也比较大。

关键词：区划图；局地潜源；年发生率；不确定性；概率危险性。

ABSTRACT

In the past two centuries, the world witnesses 2500 tsunamis, 95% of which are caused by earthquake and result in serious damage along coast area. Because of long coastline and geographical location, China have attacked by several tsunami, according to history record. With the development of economic, many metropolis occurred in southeast of China, which is characterized by dense population, dense capital and important infrastructure. The hazard of those area are more and more important, especially the extreme event in 2004 and 2011, which called up attention for tsunami among population. How the potential tsunami sources (PTSs) affect Chinese coastline and how to quantize it need study specially. More specific, how to consider tsunami hazard in coastal engineering, consider the effect of uncertainty of focal process, source parameter in probabilistic tsunami hazard analysis, given those parameters make a difference on tsunami hazard curve. To solve those knot, we do some work relevanted as following:

Firstly, determine the influence area of each PTS. Select the upper-limited magnitude as the max magnitude, fault parameter of PTS as the parameter of earthquake model. Determine the width, length and dislocation of rupture by empirical relationship. We employ COMCOT to simulate the generation and propagation of tsunami, according the max wave height, address the influence map of each local PTS.

Secondly, for PTHA, the seismic activity parameters is must be known for each PTS. For local PTSs, the region of a single PTS is too small to collect adequate data of historical earthquake event for analysis of seismicity. Here, we take advantage of Chinese national zonation map and take area as the only factor of seismic activity to calculate the seismic activity parameters of local PTSs. For regional PTS, because of the abundant historical earthquake record, we employ G-R relationship to determine the value of a and b , and then get the annual occurrence rate. We take consider of possibility of tsunamigenic earthquake by multiplying it by ratio of tsunamigenic earthquake, which is proportion of tsunamigenic earthquake among earthquake according to historical earthquake event.

Thirdly, probabilistic tsunami hazard analysis of southeast China. Six typical measured sites are selected to present six city located along coastline. According to PTSs and seismic activity parameters determined above, generate 200 earthquake samples by Monte Carlo, determine the width, length and dislocation of each rupture by empirical relationship. After simulate the tsunami with COMCOT, we match the distribution model of max wave height and get the risks of tsunami facing the coastline.

Finally, we propose a solution consider parameter uncertainty in PTHA. Because of the complexity of tsunami source and random of rupture, it is inevitable that there are some uncertainty involed in PTHA. In consideration of the effect of those uncertainty on hazard curve, we divide the uncertainty parameters in PTHA into aleatory

uncertainty and epistemic uncertainty according to its nature, deal with epistemic uncertainty with logic-tree. After build the distribution model of aleatory uncertainty, discretize the value range with related probability, then handle it with event-tree. After harvest the event-tree, we can get 20%,and 80% fractile of tsunami hazard curve.

Key words: earthquake tsunami, local tsunami, probabilistic tsunami hazard analysis, uncertainty, seismic activity parameter, zoning map, event-tree

目 录

| | |
|------------------------------|-----------|
| 摘 要 | I |
| ABSTRACT | I |
| 第一章 绪 论 | 1 |
| 1.1 选题背景及意义 | 1 |
| 1.2 海啸危险性分析方法进展 | 1 |
| 1.3 海啸危险性成果的应用 | 4 |
| 1.3.1 海啸规范发展历史 | 4 |
| 1.3.2 ASCE7-16 内容 | 5 |
| 1.3.3 利用 PTHA 绘制海啸淹没图 | 5 |
| 1.4 对海啸中的参数的分析 | 7 |
| 1.4.1 海啸危险函数 | 7 |
| 1.4.2 参数研究进展 | 8 |
| 1.5 本文主要思路及章节安排 | 13 |
| 第二章 东南沿海海啸潜源的确定 | 15 |
| 2.1 引言 | 15 |
| 2.2 震源确定 | 15 |
| 2.3 海啸波高确定性分析 | 17 |
| 2.3.1 震源参数设定 | 17 |
| 2.3.2 数值模拟及结果 | 17 |
| 2.3.3 讨论 | 25 |
| 2.4 本章小结 | 26 |
| 第三章 潜源活动性参数确定 | 27 |
| 3.1 引言 | 27 |
| 3.2 局地潜源活动性参数 | 27 |
| 3.2.1 方法 | 29 |
| 3.2.2 年发生率计算 | 30 |
| 3.3 区域潜源活动性参数 | 31 |
| 3.3.1 方法 | 32 |
| 3.3.2 年发生率计算 | 33 |
| 3.4 本章小结 | 39 |
| 第四章 东南沿海海啸危险性计算 | 41 |
| 4.1 引言 | 41 |
| 4.2 PTHA 方法 | 41 |
| 4.3 地震样本随机取样 | 43 |
| 4.4 PTHA 计算 | 47 |
| 4.4.1 珠江口地区 | 47 |
| 4.4.2 台湾海峡 | 51 |
| 4.4.3 讨论 | 55 |
| 4.5 本章小结 | 56 |
| 第五章 参数不确定性的处理 | 57 |
| 5.1 引言 | 57 |
| 5.2 不确定性参数 | 57 |
| 5.3 PTHA 中不确定参数分类 | 58 |
| 5.4 逻辑树与事件树 | 59 |
| 5.5 MANILA 危险性计算 | 60 |
| 5.5.1 倾角, 滑动角拟合 | 60 |

| | | |
|----------------------|-------------------|-----------|
| 5.5.2 | 构建事件树..... | 62 |
| 5.5.3 | 数值模拟及结果..... | 64 |
| 5.5.4 | 事件树处理..... | 68 |
| 5.6 | 本章小结..... | 72 |
| 第六章 | 结论与展望..... | 73 |
| 6.1 | 全文总结..... | 73 |
| 6.2 | 研究展望..... | 74 |
| 参考文献 | | 75 |
| 致 谢 | | 81 |
| 作者简介 | | 83 |
| 攻读硕士期间发表的文章 | | 83 |
| 攻读硕士期间参与的科研项目 | | 83 |

第一章 绪 论

1.1 选题背景及意义

自古以来,海啸就如悬在世界沿海地区头上的达摩克利斯之剑,历史上有记载的海啸多达 2500 次^[52],其中 95%由地震引发,海啸带着巨大的能量冲向陆地,给沿海地区带来巨大的灾难。2004 年印度洋海啸和 2011 年日本海啸,极大的推动了海啸的研究,人们愈发的重视海啸带来的灾害以及沿海地区的海啸危险性,经过学者多年的研究,海啸危险性研究已经取得长足的进展,但由于相关研究起步较晚,加之海啸产生和传播过程较为复杂,其中涉及参数范围之广,作用之复杂,使得海啸危险性在一些方面与地震危险性计算相比,仍有不足。

沿海地区大城市较多,人口,资金密集,在东南沿海,还分布着许多重要的基础设施,如洋山港,杭州湾大桥,珠港澳大桥,还有一些在建或运营中的核电站,2011 年日本福岛给了我们很大的警示:沿海地区对海啸设防极为重要。近几年,智利沿岸地震引发的海啸对沿海地区造成了一定的损害。已有的事故和未来发展,都需要我们提高对我国沿海地区海啸危险性的重视。现在已经有一些地方在做本地区的海啸危险性分析,但我们需要一个更广泛的区域性的海啸危险性分析,为我国沿海的城市规划,基础建设选址做一个基础支持。近几年我国逐步开展了海啸危险性分析相关研究工作^[58, 73, 96, 101, 103, 119, 120],其他国家学者对于南中国海的海啸危险性也进行过深入研究,给出了相关的分析结果,表明我国沿海有遭受海啸袭击的风险^[34, 84, 94, 110, 122]。

本文针对我国沿海海啸潜源的特点,对东南沿海的海啸危险性展开分析,完善潜源参数取值方法,解决相关技术难点,改进 PTHA 方法,给出我国东南沿海的海啸危险性曲线和相关分位数曲线。

1.2 海啸危险性分析方法进展

尽管海啸相关记录时间很早,但海啸相关研究起步较晚。海啸危险性分析方法大体分为经验公式法,确定性分析方法和现在主流的 PTHA。

最初的海啸危险性分析是从经验中总结出来的,在日本,夏威夷这些水文记录比较丰富的地区,学者研究发现在足够长的时间范围内,海啸波高服从一定的规律,根据水文记录中统计总结出当地海啸波高的频率分布^[59, 75]。Papadopoulos 根据海啸的历史记录,给出了地中海可能的海啸强度^[97]。Leonard 统计了加拿大 Tofino 观测站的波高记录,并给出了拟合曲线^[70]。

这种经验公式法的关键在于水文记录的完整性和准确性,因为在早期甚至是近代,并不是所有地区都有水位和潮涌测量仪器,并且早期的海水波高的记录考

历史文献，不是非常准确，并且受人主观影响较大，很容易造成大型海啸和小型海啸记录的缺失。因为其对水文记录的依赖性，对于水文记录少的地方，并不适用，所以这一方法并未推广开来。历史上，我国沿海有水文记录的地区并不多，而且在相关的记录中一直没有把海啸独立准确的表达出来，从中甄别出的海啸事件并不多^[29, 69, 77, 101]，这种办法在我国并不适用。

Downes 曾利用海啸数据做出过海啸波高的衰减函数^[36]，但是由于海啸数据的缺失，没有被学者采用。也有学者利用简单的震源参数提出海啸计算公式^[27, 62]，如 Corner 基于地震点源和恒定水深给出海啸传播公式^[32]，但这些都并不能很好的模拟真实情况。后来，随着流体力学和计算机的发展，学者开发出了多个适用于复杂地震情况和地形的海啸的数值模拟方法，利用数值模拟程序，可以模拟整个海啸的产生，传播，并记录在多个场点的海啸波高，多位学者利用海啸事件进行了验证^[5, 55]。相比水文记录和衰减公式，更加利于计算和推广。

海啸模拟程序大大推动了海啸危险性分析的进展，学者开始利用模拟程序进行海啸危险性确定性分析，确定性分析主要通过历史地震资料和地质调查，利用该地区可能发生，历史上发生过的大地震，通过设定海底变形和数值模拟，算得该地震在海岸造成的海啸波高。确定性分析方法由于步骤简略，计算快，曾被不少学者用来计算相关地区海啸危险性。任叶飞对我国东部沿海可能遭受的海啸风险做了确定性分析^[103]，Okal 对秘鲁沿海历史上六次大的地震进行了模拟，给出 pisco 地区可能遭受的海啸风险^[92]，Heidarzadeh 对印度洋西北地区，Witter, R C 对卡斯卡底断裂对班登的影响分别做了确定性分析^[56, 121]。确定性海啸分析关注与最坏的情形，或是最可能发生的情形，尽管这样的计算对沿海居民的疏散很有帮助，但是考虑不到各个波高的发生概率，这是远远不够的^[80]。所以，学者又在概率地震危险性分析的基础上，提出 PTHA^[72]。传统的 PTHA，把震级范围分档，然后通过震中随机采样，计算出每一档地震情况下的波高超越概率。具体步骤如下图：

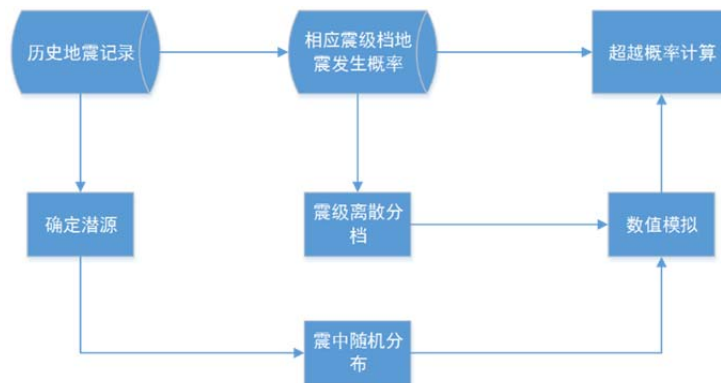


图 1-1 传统 PTHA 流程

Lin and Tung 首次提出借鉴地震危险性分析方法提出 PTHA 之后^[72]，被很多学者应用于全球各地区的海啸危险性研究，许多学者根据这一思路，计算了各地的海啸危险性^[25, 44, 104]，图 1-2 给出了全球已经进行了海啸危险性研究的区域。

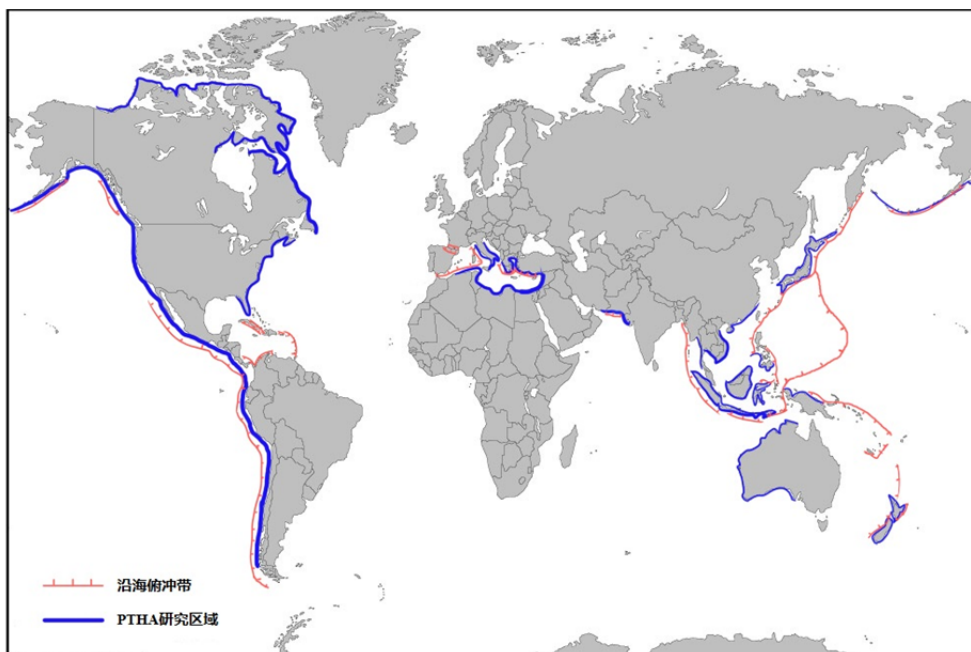


图1-2 海啸危险性分析区域

2004 年苏门答腊海啸发生后，我国面临的海啸风险引起了人们的关注，多位学者对我国面临的海啸危险进行了分析^[73, 101]，温瑞智根据我国的地震潜源特点和潜源参数，提出了我国地震海啸危险性分析的主要步骤^[120]。杨智博针对我国面临的海啸潜源，利用 Monte Carlo 对震级和震中随机取样，改进了传统的 PTHA^[9]，具体步骤如下图：

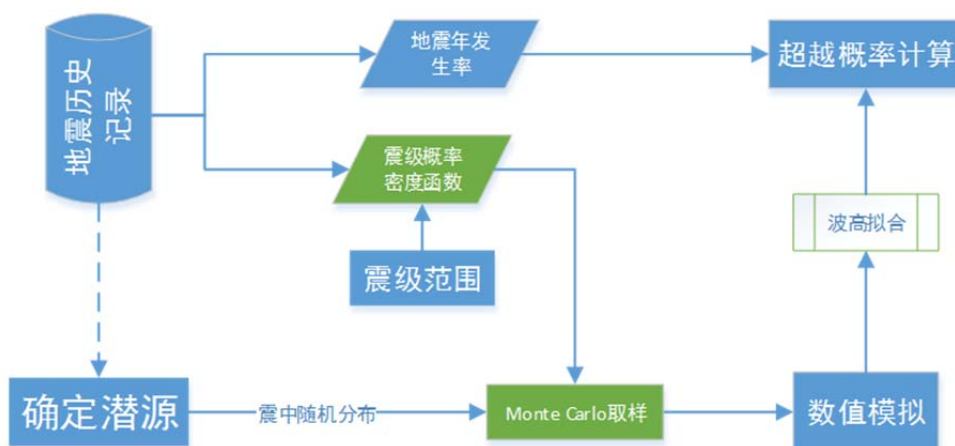


图 1-3 改进后 PTHA 流程图

经过学者多年的研究，海啸危险性研究方法已逐渐成熟，但对比地震危险性

研究，海啸危险性分析仍有不足。需要针对海啸的特点，研究出更高效，准确的海啸危险性分析方法。

1.3 海啸危险性成果的应用

随着各国 PTHA 研究的成熟，怎样把海啸危险性研究与海岸城市规划，工程建设结合起来，正真为城市建设提供依据逐渐学者关注的重点。2016 年，经过学者多年的努力，美国 ASCE7-16 终于把海啸荷载作为独立的一章，纳入到其中。这是海啸危险性分析应用的一大成果。

1.3.1 海啸规范发展历史

多年来，许多沿海地区遭受过海啸，也有许多地区暴露在海啸威胁之下，各国学者一直在推进海啸的相关研究，但是，一直没有相关规范为沿海建筑的海啸防御提供工程依据。2004 年印度洋海啸和 2011 年日本大地震引发的海啸，推动了海啸防御相关规范的进展。2016 年,最新一版的《建筑物与其他结构最小设计荷载》(ASCE7-16)加入了关于海啸荷载设计规范，并独立为一章，这是第一次把海啸防御内容加入荷载规范。这一项工作，始于 2011 年，美国工程师协会成立委员会，研究海啸荷载，经过多年的实验和研究（图 1-4），特别是 2011 年日本东北大地震引发海啸，极大的促进了规范的编制，灾后调查也为规范编制提供了资料。

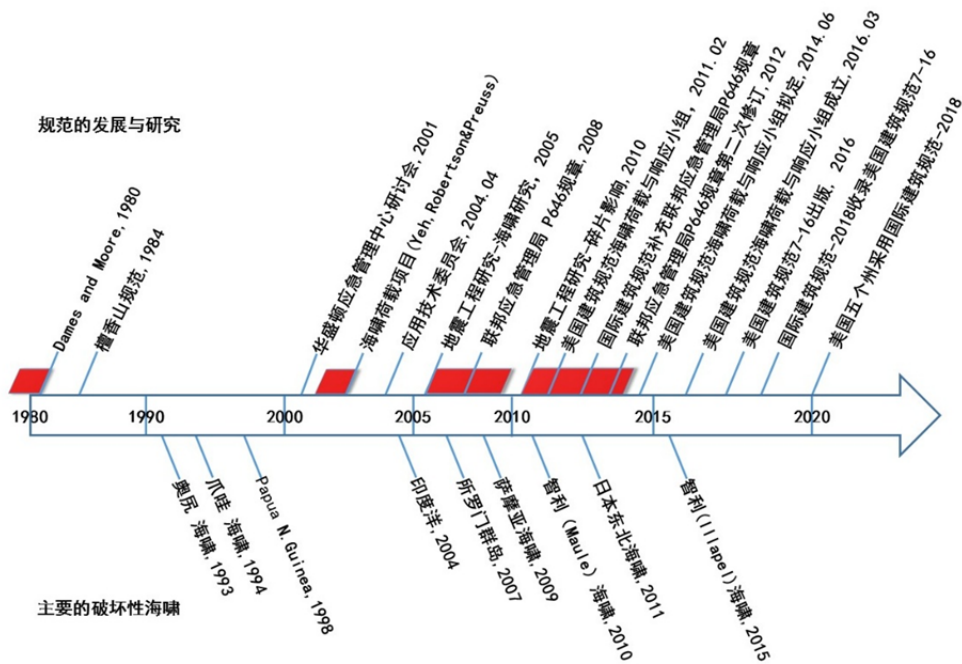


图 1-4 海啸规范的研究历史^[88]

海啸相关规范的编制经历了研究，推荐参照，在夏威夷强制使用，纳入 ASCE

中，在美国五个州使用几个阶段，尽经历了以下几个重要节点：

1984年，在夏威夷地区首先将海啸荷载纳入规范中，后来，经历了一系列海啸后，催生了海啸疏散指南，但是没有写入到官方文件中。

2004年印度洋海啸促进了海啸相关规范的研究和发展，学者提议在ASCE7框架下成立了海啸小组，基于学者的研究，研究海啸荷载的条款，

2011年，海啸小组正式成立，在随后的311海啸之后，海啸小组进入灾区，进行了大量的灾后调查，为之后的海啸规范提供了大量资料。

2012年，国际建筑规范将“海啸疏散和关键建筑的海啸荷载设计规范”纳入可选附加条款。

经历了学者一年半的起草，2014年，海啸相关规范被写入ASCE7的初稿中，2016年，经过修改，讨论和投票，海啸规范被写入ASCE第六章，将于2020年，在美国五个地区（阿拉斯加,华盛顿,俄勒冈州,加州,夏威夷）率先使用。

1.3.2 ASCE7-16 内容

ASCE7-16第六章为海啸防御规范，将建筑物分为四类^[88]：

IV类，表示所有必要的和关键性的建筑，一旦失效对整个社区形成重大影响的建筑，例如医院、应急指挥中心等；

III类，大型常住建筑，一旦倒塌对人的生命安全造成极大风险；

II类，其他绝大多数建筑，例如居民楼、办公楼、仓库等；

I类，非常住建筑，对人类构成极小风险。

规范规定海啸设计地区的III类和IV类建筑和结构在设计时必须考虑海啸荷载影响；对于位于海啸设计区内的II类建筑，如果高度足够能够作为应急避难场所，鼓励其设计时考虑海啸荷载影响；I类建筑则不需要考虑海啸荷载影响。

规范考虑海啸引起的荷载类型有四类：

- (1) 静水压力、浮力及残留水体的重力荷载；
- (2) 动水压力和动水抬升力；
- (3) 水面漂浮残骸冲击力；
- (4) 基础受冲刷和基础土的孔压软化影响。

ASCE针对每种类型都给出了相应的计算方法和步骤，结构设计需要考虑的海啸荷载及荷载设计计算方法^[40]。

1.3.3 利用 PTHA 绘制海啸淹没图

规范给出了海啸作用计算程序和所需的美国部分地区重现期为2500年的海啸淹没图。下面给出ASCE中海啸淹没区地图的绘制方法：

- 1，识别确定对沿海有影响的海啸潜源及潜源构造参数。
- 2，在离海岸等深线100米位置，计算重现期2500年的海啸波高，采用Thio

等在对美国加州地区进行概率海啸危险性评价时给出的方法^[113]。

假定潜源地震在时间上服从泊松分布，那么在一定时间内，给定地震的发生概率是

$$P(A > s) = 1 - e^{-\phi(s)t} \quad (1-1)$$

其中， s 是震级， t 为时间间隔。某一点海啸波高超过某一个值的概率为：

$$\phi(s) = \sum_{i=1}^{Fault} \left(\iint_{m,r} f(m) P(A > s|m,r) P(r|m) dm dr \right) \quad (1-2)$$

其中， $f(m)$ 是震级为 m 的地震发生率， $P(A > s|m,r)$ 是 r 潜源发生震级 m 的地震时，海啸波高高于 s 的概率， $P(r|m)$ 是震级为 m 的地震发生在潜源 r 的概率。

3, NOAA 预先将全球俯冲带划分为几百个 100 公里长和 50 公里宽的破裂单元，设定平均滑移量为 1 米，通过数值模拟给出了全球海啸模拟波高数据库。针对某沿海场点，对第二步 PTHA 结果进行解耦，可获得不同潜源的贡献率。选取其中贡献率较大的潜源，利用最小二乘法，变化破裂单元的滑移量，逼近第二步求解的 PTHA 波高值与数据库中波高值，反演求解最佳破裂单元和滑移量确定设定地震

4, 对该设定地震，利用沿岸高精度的数字高程和海洋水深地图数据，进行精细的海啸淹没数值模拟，绘制海啸淹没区，即为海啸设计区（Tsunami Design Zone）。

至此，我们得出 ASCE17-6 中的基础数据：重现期为 2500 年的海啸波高和周期，所对应的海啸淹没地图。然而这些数据在设计结构是时，不能直接使用，需要有陆地上任意地点的淹没深度和水流速度，ASCE 给出两种计算方法：

场点分析（Site Specific Tsunami Inundation analysis）。利用数值模拟给出陆地的淹没区域图和场点的二维水流。要求要有较高精度的地图数据。

能量法（Energy Grade Line），利用海啸爬高和淹没距离，通过假设陆地为一系列线性的斜面，通过能量原理，计算淹没深度和水流速度。

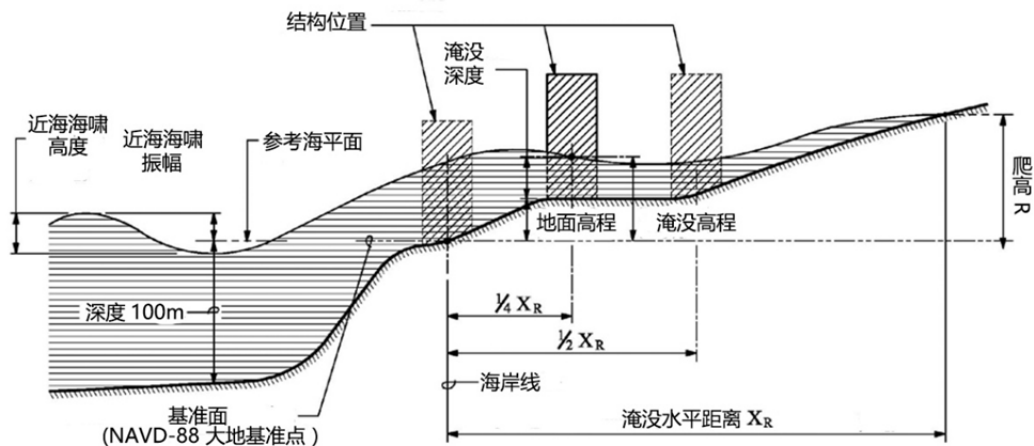


图 1-5 海啸淹没区示意图

两种方法各有优势，EGL 计算方便，特定场点分析比能量法更精确，能算出能量法得不到的二维水流，规范规定当淹没高度大于 12 英尺时，需要用场点分析法计算二维水流，并且对于计算区域内所有四类建筑，都需要用场点分析法计算海啸荷载。

ASCE7-16 作为第一个加入海啸防御内容的规范，并且有望于 2018 年加入国际建筑规范（International Building Code），并在美国五个地区实行（阿拉斯加，华盛顿，俄勒冈州，加利福尼亚州，夏威夷），其计算方法和原理对我国沿海海啸防御来说有借鉴意义，这一规范的实施为其他地方的规范提供参照。

在 ASCE 计算 2500 重现期的海啸波高时，采用了 PTHA 计算相关海域的，可以发现，PTHA 所分析得到的近海海啸波高一直贯穿与规范后续的水流素的和淹没深度中，对海啸对结构的荷载计算十分重要。因此，准确的计算海啸危险性，是海啸荷载计算的基础。在 ASCE7-16 中，PTHA 计算采用的是简单的格林公式，并只给出了 2500 年一遇的海啸波高，随着建筑的多样化，势必要求规范给出更多的海啸数据，所以，更精确和全面的 PTHA 对规范的完善和建立很重要。

1.4 对海啸中的参数的分析

地震型海啸的危险性分析，不仅涉及地震震源参数，也包括计算时所用的海啸模型，海底地形数据，涉及参数较广，随着 PTHA 研究越来越细化，这些参数在其中的作用越来越不容小觑。本节对现有 PTHA 中涉及的参数做一个总结。

1.4.1 海啸危险函数

上文给出了中国沿海地区完整的 PTHA 步骤，我们可以把海啸危险性曲线总结为相关参数的函数：

$$S = F(M, W, P, Q, H) \quad (1-3)$$

其中，S 为海啸危险性曲线，用波高和相对应的年超越概率表示，M 为模拟海啸产生与传播所采用的方法，W 为水深数据，P 为海啸潜源的参数，有走向，活动性参数，倾角等，Q 为震源模型及相关参数，如震中位置，位移量，位移角等。H 为海啸波高分布类型，包括分布类型。每一个字母代表的不是单个数值，而是一个相关变量数组。通过对相关地震参数的分析，我们确定危险性函数中所包含的自变量，列于下表中：

表 1-1 PTHA参数

| 参数 | 参数 |
|--------|--|
| 传播模型 | 海底变形模型 流体计算模型 |
| 水深数据 | 海底高程数据 |
| 潜源参数 | 年发生率 走向 震级上下限 位置 |
| 震源参数 | 震源模型 震中位置 深度 破裂面宽度 破裂面长度 滑移角 倾角 破裂速度 滑移量 |
| 海啸波高分布 | 分布类型 |

1.4.2 参数研究进展

1.4.2.1 海啸传播模型

由于海啸的传播比地震波的传播较为复杂，之前有学者曾研究过海啸波衰减公式，由于历史数据的缺失，没有成功。之后，Geist and Parsons 提出利用格林函数计算海啸的传播过程之后，各学科的学者根据研究的需要，基于格林公式开发出多个数值模拟算法。下表列出了我国及应用广泛的海啸数值模拟程序：

表 1-2各传播模型及实例

| 方法 | 开发人员 | 研究及应用 |
|-----------|--|--|
| CTSU | 国家海洋环境预报中心 | 台湾海峡海啸模拟计算 ^[10] 2014年4月2日智利海啸模拟 ^[13] |
| COMCOT | Liu Philip | COMCOT 已被广泛的应用于海啸数值模拟智利，印尼，新西兰海啸 ^[99, 117] ，计算结果被多篇文章应用，应用最广泛的模拟程序 |
| MOST | National Oceanic and Atmospheric Administration | Synolakis 计算了印度洋的海啸危险性并验证了 MOST 的稳定性与鲁棒性 ^[93] ，Barberopoulou 计算加利福尼亚海啸危险性 ^[21] 。 |
| TUNAMI-N2 | Disaster Control Research Center (DCRC), Tohoku University, Japan, | Heidarzadeh 莫克兰海域海啸危险性 ^[55] Morales 计算了秘鲁海啸危险性 ^[79] |
| SWAN | | Ulutas 计算比较了不同变形模型对海啸波高的影响 ^[116] |

| | | |
|--------------------|-------------------------------------|-----------------------------------|
| Geoclaw | David L george | 王培涛计算了我国渤海海域的海啸危险性 ^[6] |
| IOC Manual, UNESCO | Goto C, Ogawa Y, Shuto N, Imamura F | 主要应用与日本海啸预警系统 ^[50] |

以上算法都是假定海底变形导致海洋产生高差，从而引发海啸。其中：日本气象厅开发的 TUNAMI，美国 Cornell 大学开发的 COMCOT (Cornell Multi-grid Coupled Tsunami model) 模型，NOAA 开发的 MOST (method of splitting tsunami) 模型运用较为广泛，还有 TsunamiCLAW, NAMI DANCE, TsunAWI 等其他数值模拟算法。其中，TUNAMI-N2 (COMCOT) 和 MOST 加入了非线性算法，使得计算结果更可靠，特别是在近海及海湾地区。这些计算方法都经过各国学者的检验，并通过实际的海啸事件相比较，充分验证了其有效性。Huang, Z. 根据 2011 年 Mentawai 处的海啸波高，对比了 COMCOT 与 MOST 两个模型的计算结果^[60]，Synolakis 根据 2010 年苏门答腊海域海啸的地震情况，模拟对比了 COMCOT 与 MOST 两个模型的记过，并未发现有明显差异^[93]。一直以来，学者一直在不断改进海啸模拟程序 M. Olabarrieta 对海啸产生，传播进行了改进，结合了 COMCOT, Tsunami-Claw 等计算模型，发展出了新的计算方法^[95]。随着海啸危险性研究的发展与应用，需要更高效，准确的海啸模拟算法提供支持。

1.4.2.2 海底变形

海底变形是诱发海啸的直接原因。学者使用的海啸模拟算法都是把海面的水面抬升等同于海底变形来模拟海啸的产生，海底变形对海啸初始波高有直接的影响。在数值模拟中，海底变形是由地表变形公式导出。学者采用较多的是 Mansinha 和 Smylie 的计算公式以及 Okada 基于弹性错移理论发展的两套断层模型^[78, 90]。这两种方法已经在多个地区的 PTHA 中应用。Aggeliki 在对加利福尼亚地区，Okal 在对印度洋地区进行数值模拟时，采用了 Mansinha, Smylie 的方法^[21, 93]，Ulutas 在计算日本 311 大地震引起的海底变形时利用 Okada 得出的计算公式^[116]。在前文说到的 comcot, RuptGen 等模拟程序，在计算过程中，也都采用了 Okada 给出的位移计算公式^[100]。

1.4.2.3 海啸潜源年发生率

在 PSHA 方法中，潜源的地震活动性参数是最关键的参数，即地震年发生率。由于这一步骤和 PSHA 相同，所以，大部分 PTHA 研究中采用了 PSHA 中常用的 G-R 公式或是修正后的 G-R 公式^[33, 105, 109]。有的研究根据目的不同，关注的震级范围较小，会直接利用历史记录统计考虑区间内的地震的年发生率。有的研究根据研究需要，选取别的统计公式。Chen Lin 计算海啸危险性时，用到了 Molnar 给出的统计公式^[72, 86]。Kijko 给出了利用不完全的历史记录给出地震年发生率的

方法^[66]，并被 Heidarzadeh 用于 PTHA，计算印度洋海啸风险^[55]。

也有一些研究根据潜源构造的不同，把一条断裂带分为若干区域来统计。在统计地震发生率时，刘迎春在研究马尼拉潜源活动性时，把马尼拉划分为两段，分别拟合 G-R 公式^[73]。William Power 在分析新西兰的海啸危险性时，也采取了把潜源根据构造分成多部分来拟合 G-R 公式^[99]。

1.4.2.4 震源模型

根据历史地震反演结果来看，由于每次地震的破裂模型和板块受力情况，震中位置有关，地震破裂模型都不一样，存在很大的不确定性。所以，现有的大部分研究中，有的学者采用统一的破裂模型^[28, 95, 109]。即假设断裂各处滑移量，倾角，滑移角相同，所得的海底变形也处处相同。有的研究中，地震样本利用历史地震，假设可能出现的滑移类似于之前发生的地震，这样可以通过利用以前地震的反演结果。Heidarzadeh 利用 1945 地震模型，通过改变震中位置计算 makran 地区的海啸危险性^[55]。有的学者根据潜源区的地质构造给出了随机产生地震滑移模型的计算方法。已有多个研究给出了研究给出了生成震源模型的方法^[41, 71, 87]。近年以来，已有多个研究在计算海啸危险性时都采用了非统一的震源模型^[42, 82, 123]。

近年来，许多学者针对震源模型对海啸波高的影响做了大量工作。王培涛利用 311 反演所得的地震模型进行数值模拟，发现不同的反演模型所得到的海啸波高也是不同的^[7]。Ergin Ulutas 对均匀滑移模型和几个不同的非均匀滑移模型造成的海啸进行了对比，发现采用不同的震源模型，产生的海啸差异较大^[116]。Baranova N.A.对东京 311 海啸进行了模拟，对两个模型进行了模拟对比，发现模型不同，影响海啸的产生和波高，特别是在离海啸潜源相对较近的场点，海啸波高对模型更为敏感^[48]。Geist 对不同破裂模型的地震做了模拟，发现不同的模型诱发海啸波高^[42]。虽然研究表明海啸波高对震源模型较为敏感，但是每次地震破裂模型都不一样，并且不可估计，所以这也是 PTHA 中不确定性的来源之一。

1.4.2.5 震中位置

在 PTHA 中，震中位置一般都会采用在潜源区随机确定。在 PTHA 中，根据潜源的形式有线源，面源，点源。一般假设震中均匀分布于潜源区，然后随机取样。在面源随即取样，Mathilde B 在计算地中海海啸危险性时，统计了历史上地震震中位置，并利用随机取样确定震中位置^[109]。杨智博在其改良的 PTHA 方法中，假设海啸潜源为线源，利用随机采样，在线源上取震中位置^[9]。

Emile 比较把震源移动了 1° - 2° 后，比较了其引发的远场海啸，发现震中有限的位置变化并不能对海啸波高产生较大影响^[93]。任叶飞在研究我国近海潜源，发现因为距离海岸线较近，近海潜源位置对海啸波高影响较大^[102]。相比之下，近海潜在海啸源对震中位置更加敏感。

1.4.2.6 震源深度

Emile 发现在其他地震参数一致的情况下，在 30km 到 90km 区间，海啸波高随着震源深度的增加而减小，而在 10km-20km 范围内，海啸波高随着深度增加而增加，但是海啸波高随震源深度的变化并不大^[93]。Okal 对 1977 年 tonga 地震分析，发现震源深度对于海啸波高的影响很小^[91]。

因为海啸波高对于震源深度的敏感度较小，所以，在 PTHA 中，一般将断裂带的深度作为震源深度。Mathilde B 统计了地中海地震的震源深度，作为 PTHA 中地震样本的深度，通过随即取样确定震源深度^[109]。

1.4.2.7 破裂面规格及滑移量

破裂面规格决定了海底变形区域的大小，包括破裂面的长度，宽度。Gica 对相同条件下不同长宽组合的破裂面进行了海啸模拟，对比发现即使是远场地震，更大的破裂面规格引发的海啸波高更大，而且海啸波高对破裂面长度更为敏感。但是这项研究只改变了规格，没有对滑移量进行相应调整^[47]。Titov 通过改变破裂规格和滑移量，保证了震级不变，利用 MOST 模拟程序，对比六组地震后发现破裂规格对海啸波高影响较小^[115]。Satake 对 1992 年 Nicaragua 不同的宽度，长度，滑移量方案进行模拟之后，发现不同的取值对海啸高度和海啸传播时间都有影响^[106]。

关于破裂规格，已有学者通过统计历史地震给出了一些经验公式，并应用于全球一些地区的海啸危险性分析中^[26, 63, 112, 118]。下表列出了常用的几种经验公式及应用例子：

表 1-3 破裂面规格经验公式

| 方法 | 应用案例 |
|-----------------------------|--|
| Wells D L, Coppersmith K J. | Sørensen 地中海海啸危险性时，采用该方法 ^[109] |
| Papazachs B.C. | 杨智博在计算我国近海潜源的海啸危险性采用该方法 ^[9] |
| Kanamori, H. Tatehata H. | A Preliminary Investigation Of Tsunami Hazard 针对于日本相关地区，主要应用于日本的海啸预警系统应用 ^[112] |

表中虽然给出的经验公式较多，但是对某一个潜源来说，并不一定都适用。杨智博根据我国南海地区历史地震，对比了以上几个经验公式，发现 Papazachos 的经验公式比较吻合马尼拉断裂带的情况^[9]。而任叶飞在计算近海潜源海啸危险性时，发现对于近海潜源来说，Well copperSmiths 统计的公式与实际地震记录相关性很小，不适用于近海潜源^[102]。所以，在选取经验公式时，要根据研究区域的

实际情况选取，并不是所有的经验公式都能适用。

1.4.2.8 震级上下限

根据历史上诱发海啸的地震记录，在 PTHA 中，一般将 $M_0 7.0$ 确定为能够诱发海啸地震的震级下限。I-Chen Li 对海啸对震级上限的敏感性做了独立的研究。表明海啸对震级上限较为敏感，并且在波高较高的区间影响较大，并随着震中距的增加而增加^[72]。

已有的海啸危险性研究，在确定潜源最高震级时，许多学者给出了相关研究^[24, 61]。Scholtz 在研究了震源机制后给出了通过断裂带确定震级上限的公式^[107]，Kijko 也给出了震级上限的确定方法^[65]，Heidarzadeh 在计算阿曼湾地区的海啸危险性时，利用了 Kijko 给出的计算方法^[55]。Sørensen 计算地中海海啸危险性时，采用了该区域历史上最大震级上浮 0.5 作为震级上限^[109]。任叶飞在计算我国海啸危险性分析时，则根据地震区划图给出的各地区的震级上限确定^[102]。

1.4.2.9 倾角，滑移角

倾角和滑移角是震源机制中两个比较重要的参数，Okal, Titov 通过改变地震中的倾角和滑移角，发现倾角和滑移角的变化并不会对远场海啸波高带来显著的变化^[93, 115]。Goda 发现当滑移角为 90° 时，海啸波高最大，当倾角在适量的范围内变化时，并不会对远处观测点大海啸波高产生较大影响^[48]。但是，值得注意的是，Gesit 在对近海潜源 Cascadia 模拟对比之后，发现在震源参数中，滑移角和滑移量对海啸的影响最大^[46]。

倾角，滑移角在 PTHA 中处理方法很相似。在数值模拟中。有的学者按潜源区的历史地震统计来确定二者取值。Sørensen 在研究中通过统计倾角，滑移角的均值和方差，给出了 PTHA 中考虑的几种情况^[109]。有的研究采用断裂带的优势倾角作为破裂的倾角，保守的取滑移角为 90° 进行计算。由于断裂带复杂的情况和地震的随机性，倾角，滑移角的变化，也是 PTHA 中的不确定来源。

1.4.2.10 海啸波高分布

在 PTHA 后期，需要对某一场点可能的最大波高进行概率函数的拟合。在对某一场点的最大波高值分布。Chio 对海啸波高的研究，发现场点最高波高符合对数正态分布^[30, 31]。翟金金利用不同的分布类型对海啸极值的概率分布进行了拟合，并进行了检验，又提供了几种其他拟合方式^[11]。

1.4.2.11 走向

在数值模拟中，由于每次地震走向不同，根据地震样本的取法不同，Sørensen 在计算地中海海啸危险性时，采用潜源区历史地震的走向作为地震样本走向^[109]。由于海啸潜源大多为规模较大俯冲带，且 PTHA 中地震样本的震级较高，所以有

的学者假设地震破裂走向与断裂带走向相同,根据潜源的走向确定地震破裂方向.任叶飞在计算近海潜在海啸源是,发现近海潜源的走向对海啸波高影响较大^[102]。但是未有关于远场海啸对走向敏感性的研究。

1.4.2.12 破裂速度

海啸是由海底变形引发的,海底的破裂是一个动态过程,破裂从开始到结束,持续一段时间,动态部分主要由破裂速度控制。现有的 PTHA 研究中,对于海底地震的破裂过程,都是假设海底在一瞬间完成抬升或是下降。Anawat Suppasri 根据 2004 年印度洋海啸为例,假设几个不同的破裂速度,及通过设定每个破裂面的破裂时间,对海啸的产生,传播进行了模拟,对比,发现破裂速度对海啸有一定的影响,较快的破裂速度能够引发更大的海啸波高^[111]。由于每次地震的破裂速度都是不可预知的,所以,在 PTHA 计算中,假设整个破裂区域的形变在同一时间发生,保证了安全冗余,也大大减少了计算量。

通过以上整理分析,我们可以发现不同的震源参数导致的海啸波高是不同的。并且近海潜源对震源参数更为敏感。

我们发现在 PTHA 分析中,不确定参数占据大多数,大多是由于地震的随机性产生的,对于远海潜源来说,其诱发的海啸波高受参数影响不是很大。经过学者多年的研究,部分参数对海啸波高的影响机理现在比较明确,但由于海啸传播受太多因素的影响,特别是在多个参数共同影响下海啸波高的变化,没有相关的研究,有关海啸波高对参数的敏感性,还需要进一步研究。

1.5 本文主要思路及章节安排

本文针对我国东南沿海的海啸危险性,根据海啸危险性计算过程,按照潜源确定,地震年发生率,PTHA 计算,PTHA 中不确定性参数的影响的顺序,计算我国东南沿海若干代表场点的海啸危险性曲线。

第一章绪论。介绍本篇论文以我国东南沿海海啸危险性分析为选题的意义及背景。介绍了海啸研究方法的进展,特别加入了 16th WCEE 会议上海啸研究的最新的热点,收集,整理 PTHA 函数涉及的参数,确定方法和相关敏感性的研究。最后介绍本篇章的章节安排及主要思路。

第二章,我国东南沿海潜在海啸源影响范围的确定。对于区域潜源马尼拉来说,由于规模大,震级上限高,所以,其影响范围较大。对于近海局地潜源,由于规模小,震级上限低,影响有限,影响范围较小。对于区域海啸危险性分析,确定近海潜源的影响范围,对于没有影响的潜源不予考虑,能大大减少计算量,提高计算效率。所以,本章对局地潜源的最大震级进行数值模拟,确定其影响范围和特点,为之后的东南沿海海啸危险性做准备。

第三章,潜源活动性参数的确定。地震年发生率是 PTHA 中重要的参数,对

海啸危险性结果影响最大，较为准确的计算年发生率对于 PTHA 意义重大。对于近海潜源来说，由于历史地震较少，利用 G-R 公式计算地震发生率不太现实，本章利用地震动参数区划图确定局地潜源的地震年发生率。对于地质结构较为复杂的区域潜源马尼拉，地震数量较多，种类复杂，然而并不是所有的地震都能够诱发海啸，本文根据地震诱发海啸的条件，利用历史地震及相关机制解，求得能够诱发海啸的地震所占的比例，求出马尼拉潜源能够诱发海啸的地震的年发生率。

第四章，针对我国东南沿海两个地区，利用 PTHA，计算海啸危险性。东南沿海一向是我国富庶之地，聚集有多个大城市群，人口，资金密集，基础设施较多，对东南沿海进行海啸危险性分析很有必要。本章在东南沿海选取六个场点，分别对应六个城市。根据海啸潜源影响范围和潜源活动性参数，给出六个场点各海啸波高的年超越概率并计算各自的贡献率。

第五章，不确定性参数的处理。第一章给出的 PTHA 参数中，大部分参数都带有一定不确定性，在这些参数的共同作用下，最终计算所得的海啸危险性曲线并不准确，本章根据不确定性的种类，利用逻辑树和事件树中 PTHA 中考虑不确定性的影响，给出 PTHA 中考虑不确定影响的方法，以马尼拉为例，利用事件树考虑倾角，滑移角，破裂面积的不确定性，给出 20%，80%分位数的危险性曲线。

第六章，结语及展望。总结本文工作并对未来可能研究方向进行展望，包括理性不确定性、参数敏感性等研究工作。

第二章 东南沿海海啸潜源的确定

2.1 引言

我国东南沿海地区经济较为发达，不仅分布着以香港、澳门、深圳为中心的珠江三角洲城市群，还有与台湾地区来往密切的福州、厦门、泉州等大城市。这些城市是否面临海啸危险值得关注。另外，沿海建设的大型基础设施，诸如港珠澳跨海大桥，分布较多的核电设施，如大亚湾、阳江核电站等设计建设的海啸防护措施是否可以保障其安全已引起人们广泛重视。

根据之前学者的研究，我国东南沿海分布着多个局地潜在海啸源，历史上发生过多次地震，由于距离海岸线较近，其诱发的海啸会对相邻的沿海地区造成影响。但由于近海潜源规模都较小，震级上限较小，导致诱发海啸的影响范围有限，本章中，我们通过对各个潜源的震级上限设定情况的模拟，确定各个潜在海啸源海啸波高的分布情况，确定影响东南沿海各地区的海啸潜源。这样，在之后的 PTHA 计算中有的放矢，大大减少样本的数量，减少计算量，提高计算效率。

2.2 震源确定

之前已有学者对我国海域周边的海啸潜源做了分析^[1, 74]，任叶飞给出了我国沿海的潜在海啸源如下图^[101]：

由图 2-1 可以看出，位于我国东南沿海的区域潜源有琉球断裂带，马尼拉断裂带。其中虽然琉球断裂带比较长，且震级上限较高，但由于琉球群岛和台湾岛的阻隔，其引发的海啸并不能对我国东南沿海产生威胁。马尼拉断裂带由于其规格较大，震级上限较高，发生地震后，海啸波直接传到我国海南省和广东省，黄慧娟研究表明，马尼拉发生地震引发海啸后，因为南海特殊的地形条件，海啸能量聚集于南海地区，造成的灾害更为巨大^[3]。

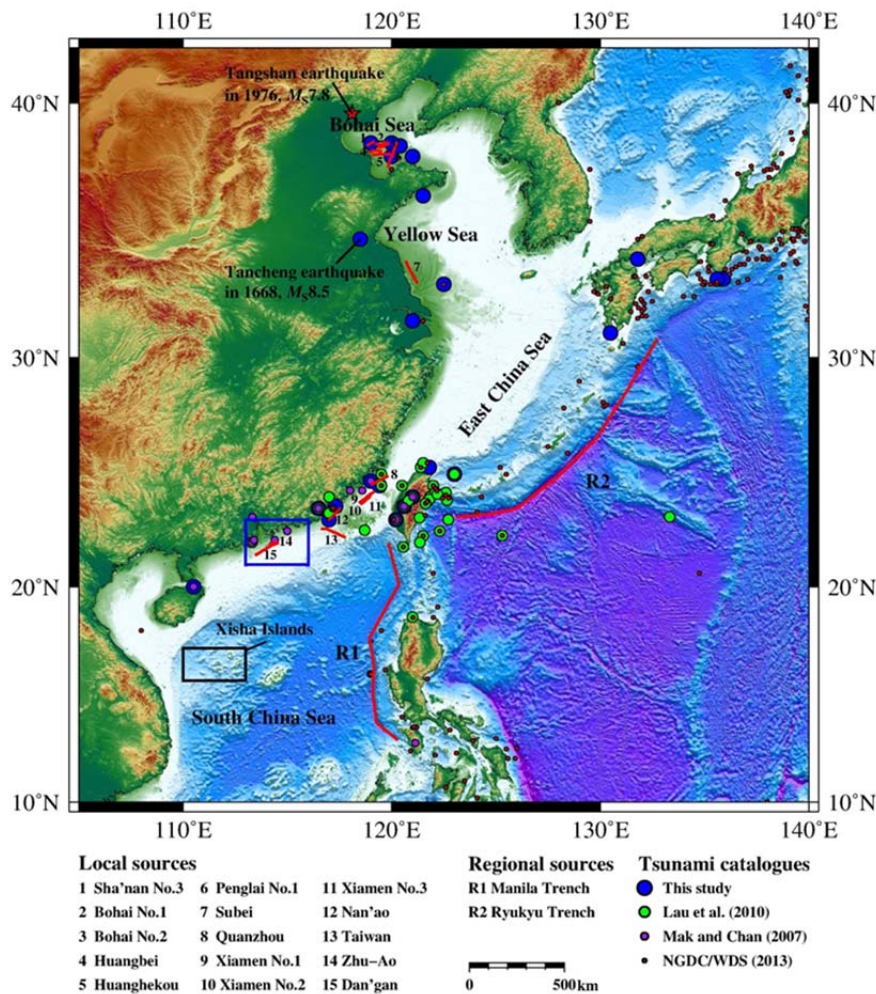


图 2-1 我国面临的潜在海啸源^[5]

根据上图，对我国东南沿海有影响的区域潜源只考虑马尼拉潜源。马尼拉断裂带的相关参数如下表：

表 2-1 马尼拉潜源的地质结构参数

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

我国东南沿海还分布有较多的近海潜在海啸源，由于局地潜源规模较小，影响范围较小，未必能对整个东南沿海产生影响，所以，我们对我国东南海域的若干局地潜源进行最大震级的数值模拟，确定每个潜源的影响范围。

下表给出了我国局地潜源的构造参数。

表 2-2 局地潜源的地质结构参数

| 编号 | 名称 | 走向 (°) | 长度 (km) | 宽度 (km) | 深度 (km) | 倾角 (°) | 滑移角 (°) | 震级 上限 |
|----|--------|-----------|------------|------------|------------|-----------|------------|----------|
| 8 | 泉州断裂带 | 65 | 92 | 71 | 20 | 60 | 90 | 8.0 |
| 9 | 厦门 1 号 | 58 | 51 | 71 | 20 | 60 | 90 | 8.0 |
| 10 | 厦门 2 号 | 57 | 74 | 71 | 20 | 60 | 90 | 8.0 |
| 11 | 厦门 3 号 | 53 | 59 | 71 | 20 | 60 | 90 | 8.0 |
| 12 | 南澳断裂带 | 47 | 75 | 50 | 20 | 60 | 90 | 7.5 |
| 13 | 台湾西南浅滩 | 118 | 130 | 50 | 20 | 60 | 90 | 7.5 |
| 14 | 珠坳断裂带 | 74 | 52 | 50 | 20 | 60 | 90 | 7.5 |
| 15 | 担杆断裂带 | 63 | 135 | 50 | 20 | 60 | 90 | 7.5 |

2.3 海啸波高确定性分析

2.3.1 震源参数设定

我们对第 8 号-15 号潜源进行设定海啸的数值模拟。其中，分别设定 8, 9, 10, 11 号潜源地震震级为 M_w 7.0 和 M_w 8.0, 12, 13, 14, 15 号潜源地震震级为 M_w 7.0 和 M_w 7.5。 M_w 7.5 为这三个潜源的震级上限（见表 2-2）破裂的长度 L 及宽度 W 根据 Wells and Coppersmith 的经验公式确定。由于其关于震级与平均滑移量的经验相关性系数只有 0.1^[118]，因此对于平均滑移量的估计，我们采用以下公式^[16]：

$$M_0 = \mu LWD \quad (2-1)$$

其中 μ 为地壳介质剪切刚度， L 、 W 、 D 分别为断层破裂长度、宽度和平均滑移量。 μ 可根据其与介质密度 ρ 和剪切波速 V_s 的关系式确定：

$$V_s = \sqrt{\frac{\mu}{\rho}} \quad (2-2)$$

我国大陆地区取 $\rho = 2.7\text{g/cm}^3$ 和 $V_s = 3.6\text{km/s}$ ^[98]，可得到 $\mu = 35\text{Gpa}$ 。

式（2-1）中 M_0 可根据矩震级标量公式确定^[54]：

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

其中 M_w 表示矩震级，这里也就是 7.0 和 7.5。

2.3.2 数值模拟及结果

震源参数确定后，我们利用开源的 COMCOT 程序对设定海啸进行数值模拟，观测沿岸水深 30m 处最大波高，分布分别见图 2-2 至图 2-9。取沿海岸线水深 10m 等深线作为观测点绘制最大波高分布。

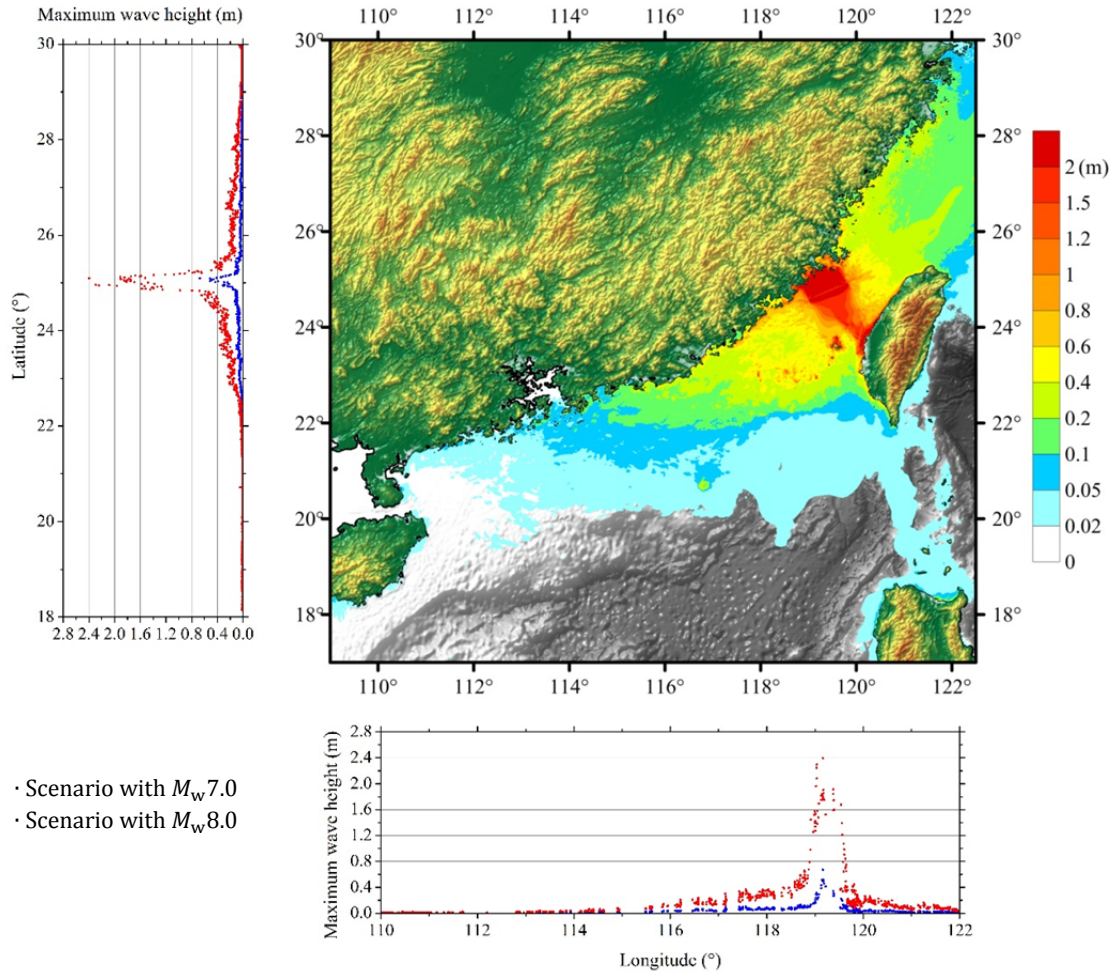


图 2-2 8 号断裂带设定地震震级分别为 7.0, 8.0 的海啸波高分布, 蓝色点为震级为 7.0 时观测点最高波高分布, 黑色点为震级为 8.0 时观测点最高波分布。右上图是震级为 8.0 是最大波高分布图。

从上图可以看出, 8 号潜源引发的海啸最高波高在 25° N, 119° E 附近, 在该处检测到的海啸最高波高为 6m。8 号潜源的影响范围为 22° N- 28° N, 115° E- 122° E, 由于潜源平行于海岸线, 且距离陆地较近, 海啸能量大部分集中于与其相邻的海岸线, 所以, 影响范围较小, 但是在潜源附近造成的海啸波高较高。因此, 我们设定本次研究中 8 号潜源的影响范围为台湾海啸地区。

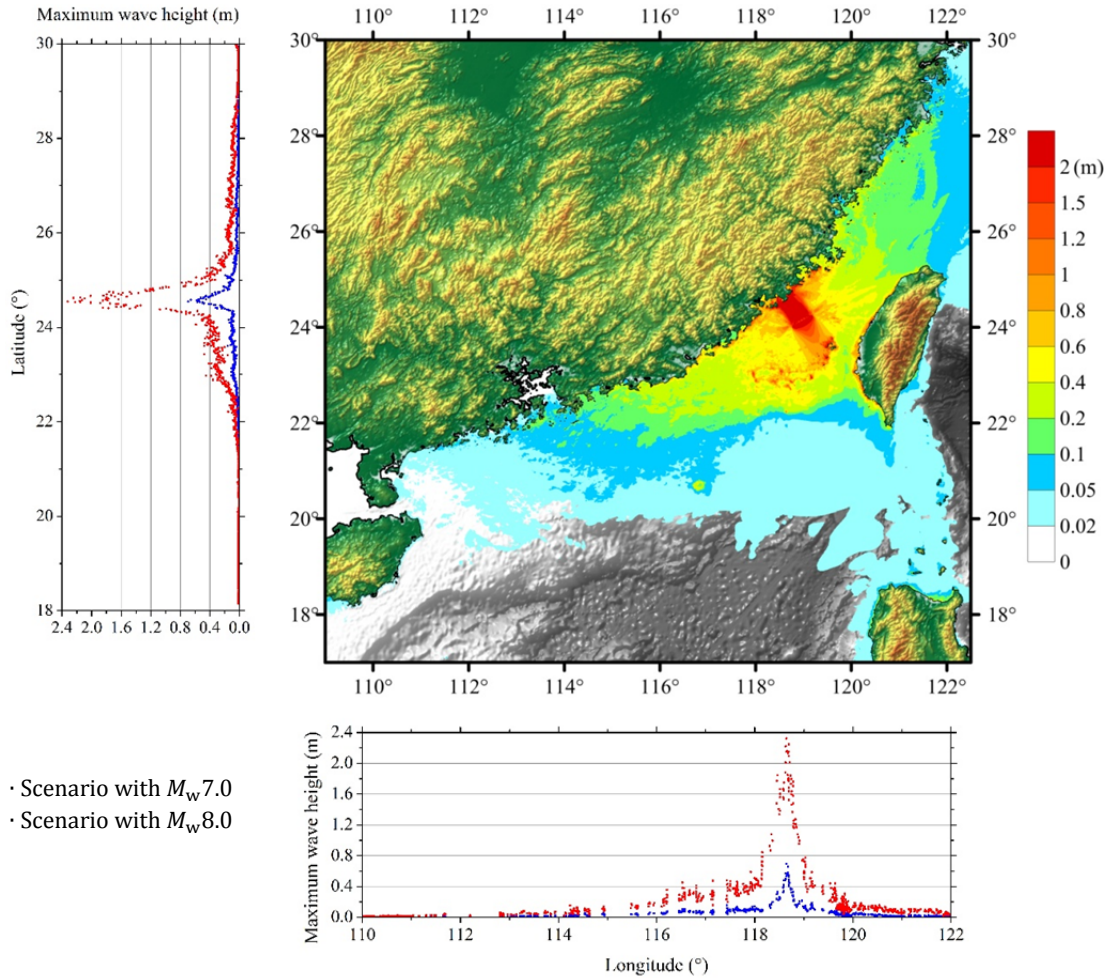


图 2-3 9 号断裂带设定地震震级分别为 7.0, 8.0 的海啸波高分布, 蓝色点为震级为 7.0 时观测点最高波高分布, 黑色点为震级为 8.0 时观测点最高波分布。右上图是震级为 8.0 是最大波高分布图。

从上图可以看出, 9 号潜源引发的海啸最高波高在 24.5° N, 118.5° E 附近, 在该处检测到的海啸最高波高为 6m。9 号潜源的影响范围为 22° N- 27° N, 114° E- 121° E, 从图上可以看出, 由于距离和走向和 8 号类似, 9 号潜源的海啸能量也大部分集中于与其相邻的海岸线。因此, 我们设定本次研究中 9 号潜源的影响范围为台湾海啸地区。

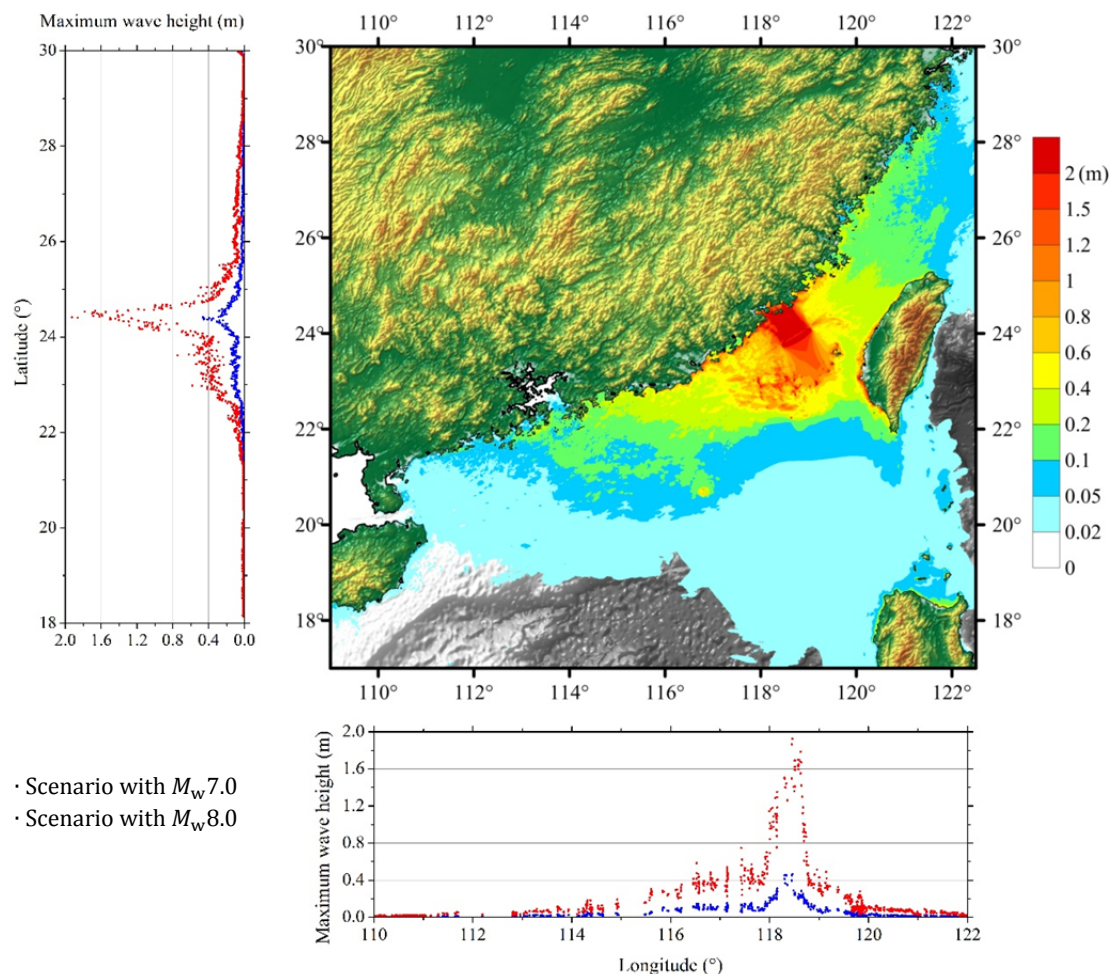


图 2-4 10 号断裂带设定地震震级分别为 7.0, 8.0 的海啸波高分布, 蓝色点为震级为 7.0 时观测点最高波高分布, 黑色点为震级为 8.0 时观测点最高波分布。右上图是震级为 8.0 是最大波高分布图。

从上图可以看出, 10 号潜源引发的海啸最高波高在 24.5° N, 118.5° E 附近, 在该处检测到的海啸最高波高为 5m。海啸能量大部分集中于与其相邻的海岸线。10 号潜源的影响范围为 22° N- 27° N, 114° E- 121° E, 在此范围外几乎没有影响。因此, 我们设定本次研究中 8 号潜源的影响范围为台湾海峡地区。

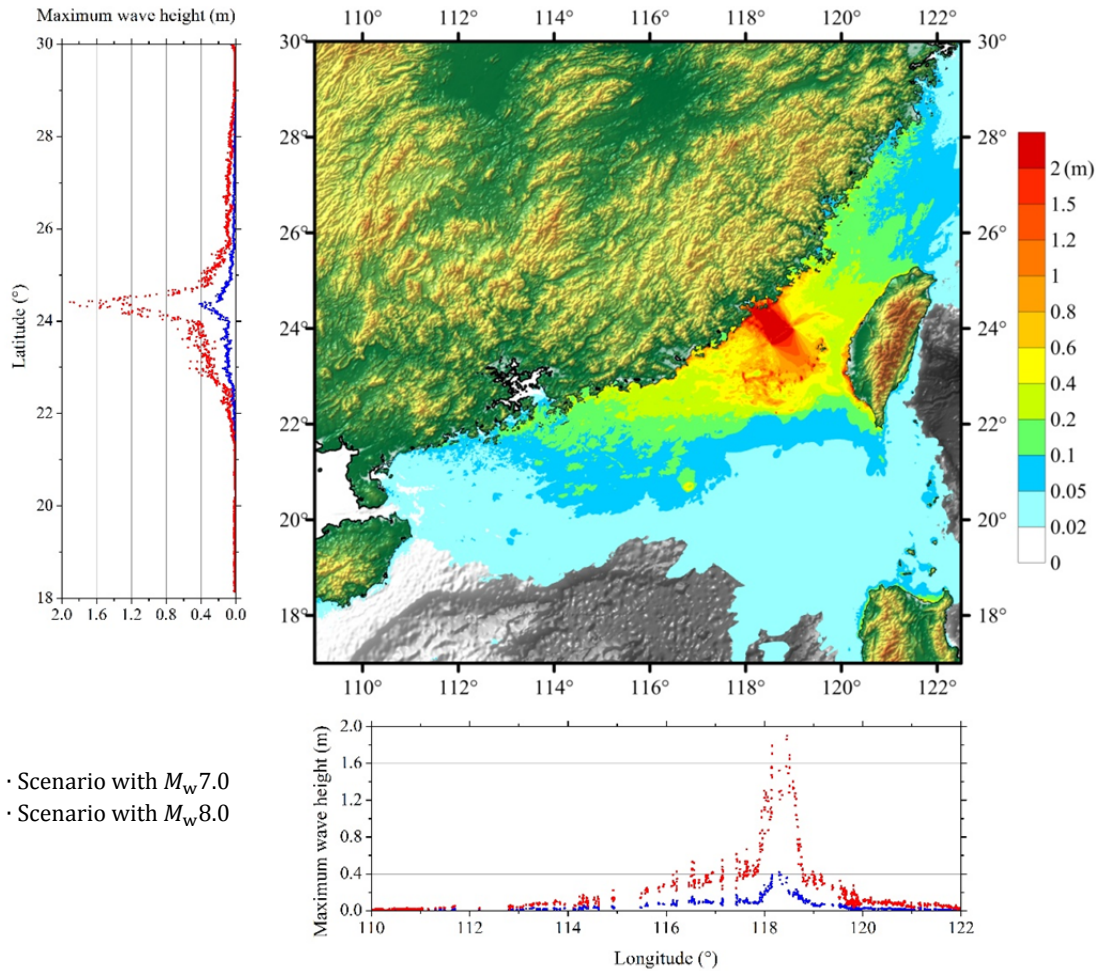


图 2-5 11 号断裂带设定地震震级分别为 7.0, 8.0 的海啸波高分布, 蓝色点为震级为 7.0 时观测点最高波高分布, 黑色点为震级为 8.0 时观测点最高波分布。右上图是震级为 8.0 是最大波高分布图。

从上图可以看出, 11 号潜源引发的海啸最高波高在 24.5° N, 118.5° E 附近。在该处检测到的海啸最高波高为 3.5m。海啸能量大部分集中于与其相邻的海岸线。因为 9-11 号潜源位置相近, 震级上限相同, 所以最大震级的影响范围相似, 在大陆沿海的海啸波高分布也相似, 影响范围也相似。11 号潜源的影响范围为 22° N- 27° N, 113° E- 121° E, 此范围外, 海啸波高小于 0.2m, 因此, 本次研究中我们设定 8 号潜源的影响范围为台湾海啸地区。

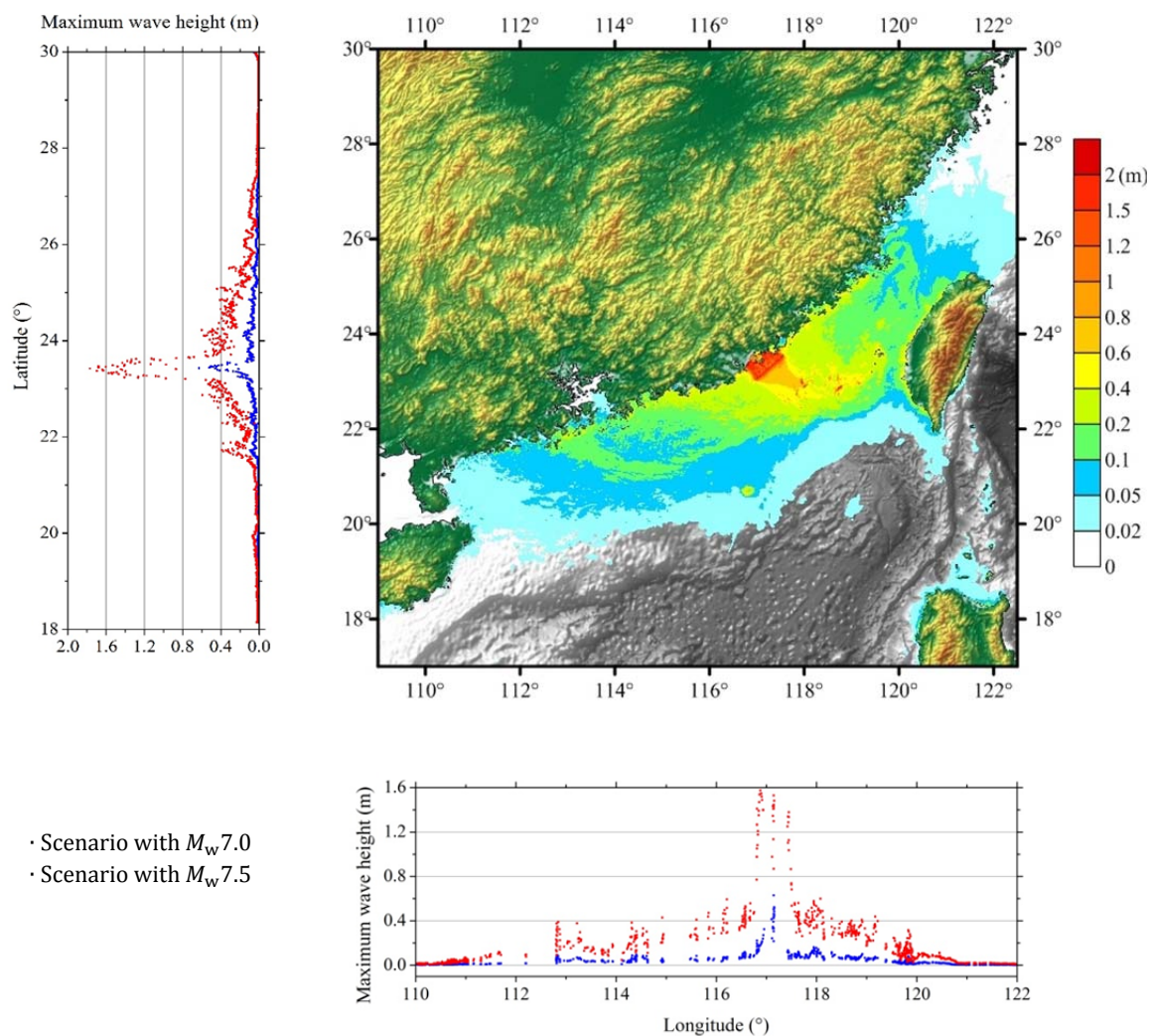


图 2-6 12 号断裂带设定地震震级分别为 7.0, 7.5 的海啸波高分布, 蓝色点为震级为 7.0 时观测点最高波高分布, 红色点为震级为 7.5 时观测点最高波高分布。右上图是震级为 7.5 是最大波高分布图。

从上图可以看出, 12 号潜源引发的海啸最高波高在 23.5° N , 117° E 附近, 在该处检测到的海啸最高波高为 1.6m。12 号潜源的影响范围为 21° N - 27° N , 112° E - 119° E , 因为 12 号潜源距离海岸线较近, 海啸能量大部分集中于与其相邻的海岸线。因此, 本次研究中我们设定 8 号潜源的影响范围为台湾海峡。

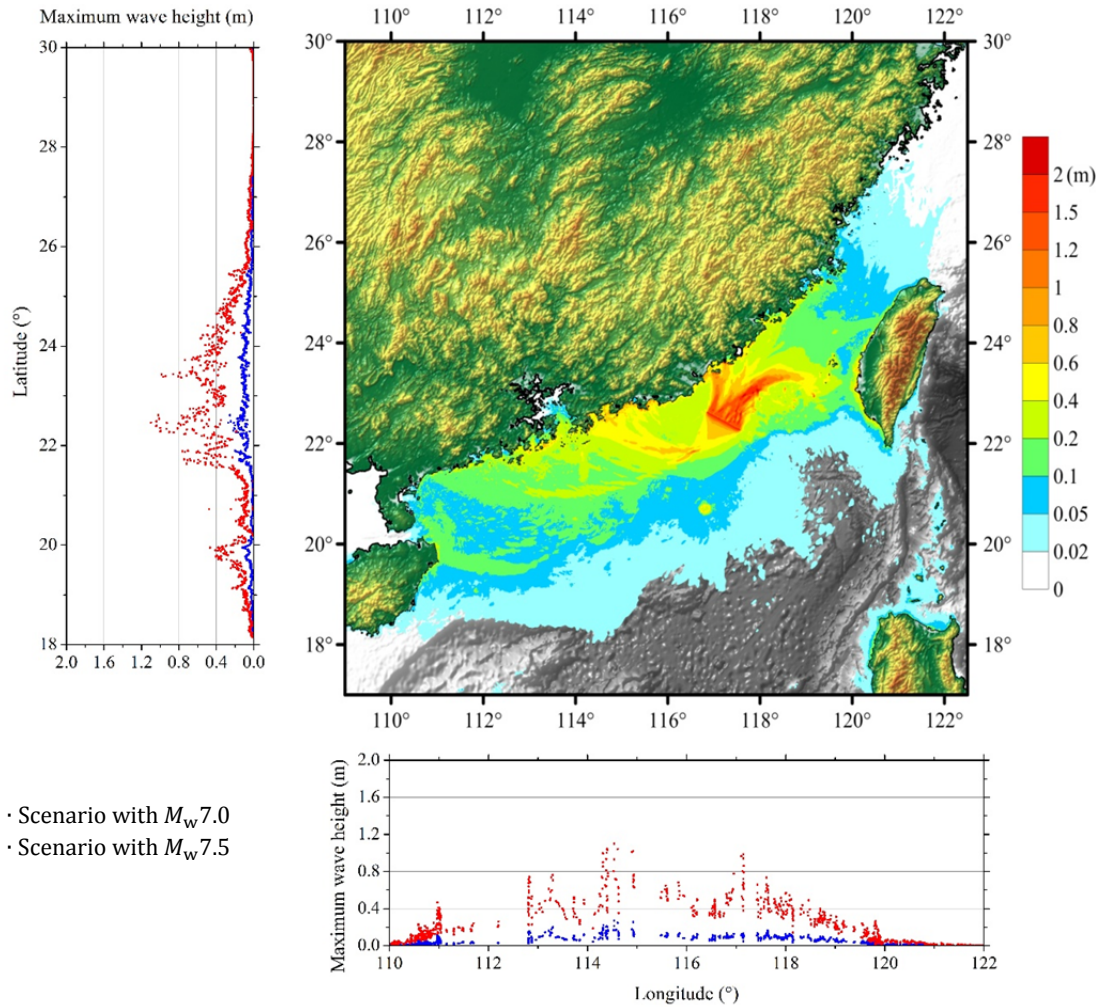


图 2-7 13号断裂带设定地震震级分别为7.0, 7.5的海啸波高分布, 蓝色点为震级为7.0时观测点最高波高分布, 红色点为震级为7.5时观测点最高波分布。右上图是震级为7.5是最大波高分布图。

从上图可以看出, 13号潜源引发的海啸最高波高在 22.5° N, 114.5° E 附近, 在该处检测到的海啸最高波高为 1.2m。13号潜源的影响范围为 19° N- 25° N, 111° E- 118° E。可以看出 13号潜源的海啸传播与 8号-12号潜源不同, 因为 13号潜源与海岸线有一定的夹角, 海啸能量能较好的向四周传播, 海啸能量较为分散, 影响范围较广, 说明对于近海潜源来说, 破裂走向 (本次研究中为潜源走向) 对海啸波高影响较大, 但是由于海啸能量较为分散, 并且震级上限较低, 所以其引发的海啸波高并不高。因此, 本次研究中我们设定 8号潜源的影响范围为台湾海峡和珠江口地区。

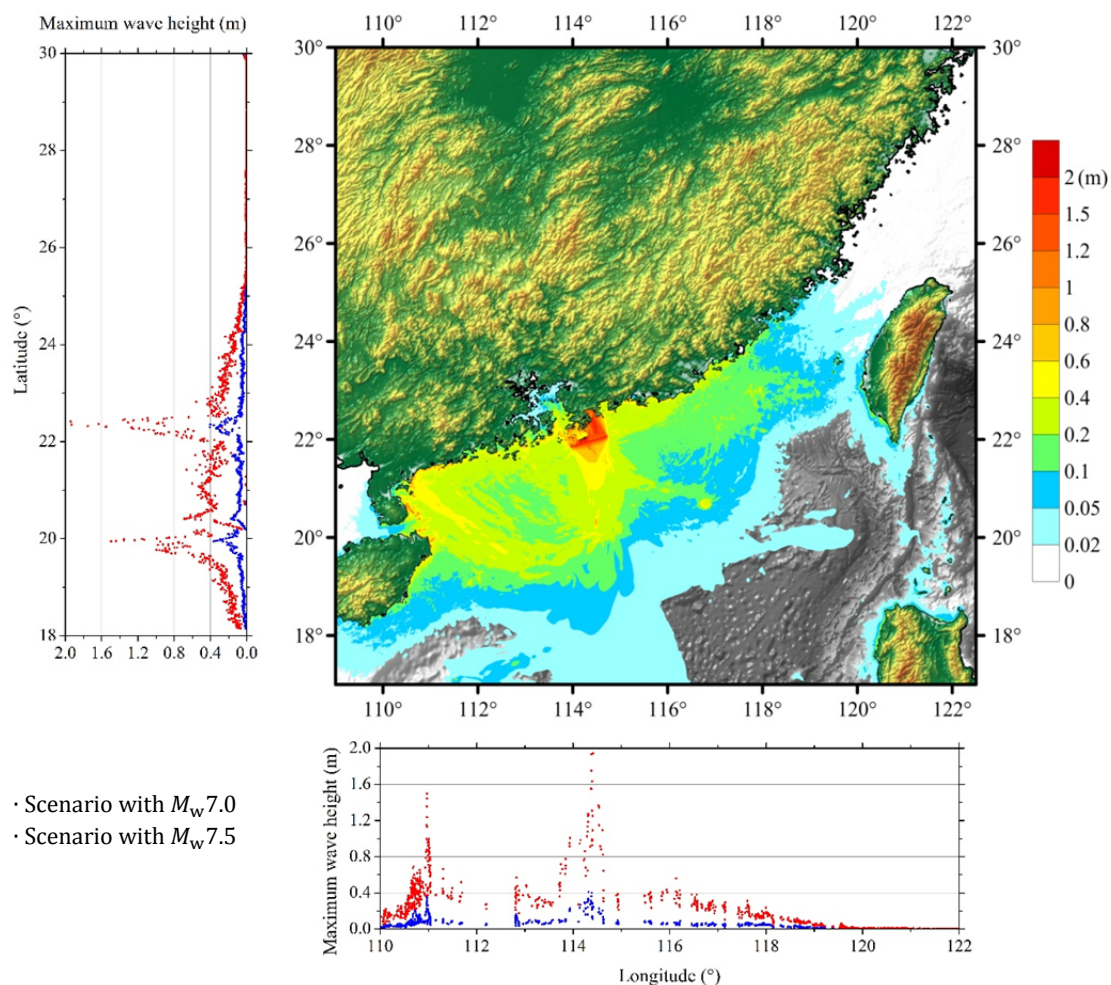


图 2-8 14号断裂带设定地震震级分别为7.0, 7.5的海啸波高分布, 蓝色点为震级为7.0时观测点最高波高分布, 红色点为震级为7.5时观测点最高波分布。右上图是震级为7.5是最大波高分布图。

14号潜源引发的海啸最高波高在 22.5°N , 114.5°E 附近, 在该处检测到的海啸最高波高为 3m。14号潜源对我国大陆沿海地区的影响范围为 19°N - 24°N , 110°E - 116°E , 与 9-11号潜源一样, 14号潜源距离海岸线较近, 并且平行于海岸线, 能量聚集于与其相邻的海岸线, 影响范围较小。因此, 我们设定 14号潜源的影响范围为珠江口地区。

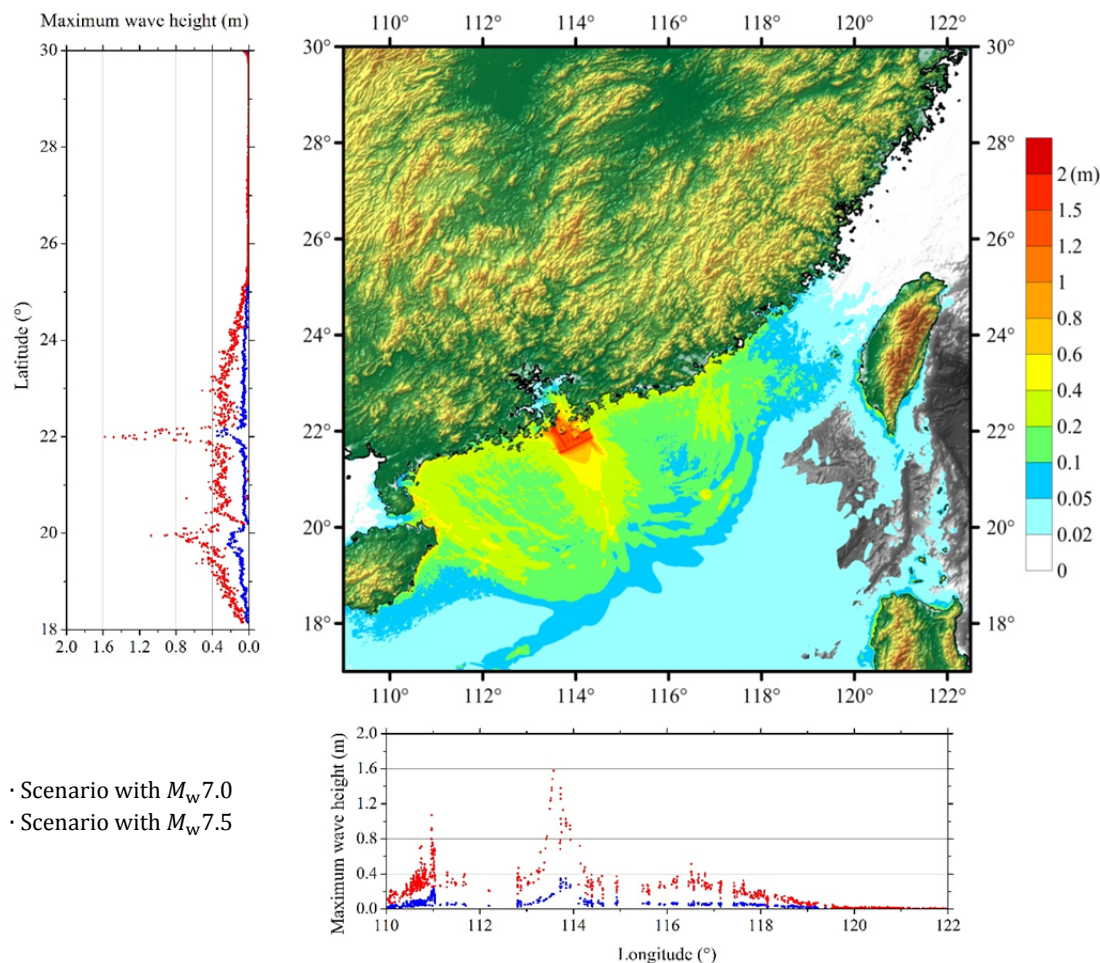


图 2-9 15 号断裂带设定地震震级分别为 7.0, 7.5 的海啸波高分布, 蓝色点为震级为 7.0 时观测点最高波高分布, 红色点为震级为 7.5 时观测点最高波高分布。右上图是震级为 7.5 是最大波高分布图。

右上图看出, 15 号潜源引发的海啸最高波高在 22° N, 113.5° E 附近, 在该处检测到的海啸最高波高为 1.6m。15 号潜源的影响范围为 19° N- 24° N, 110° E- 115° E, 与 9 号-11 号潜源一样, 15 号潜源距离海岸线较近, 并且平行于海岸线, 能量聚集于其直面的沿海地区, 影响范围较小。因此, 我们设定 15 号潜源的影响范围为珠江口地区。值得注意的是, 由于 15 号潜源直面香港, 澳门等大城市, 对这些大城市威胁值得注意。

2.3.3 讨论

比较以上几个地震场景的数值模拟结果, 我们发现 8 号-12 号潜在海啸源诱发的海啸波高比 12 号-15 号潜在海啸源诱发的海啸波高大, 是因为前者的震级上限为 M_w 8.0, 大于后者。其次, 这个几个潜在海啸源造成的海啸影响范围较小, 大部分影响区域的最小波高小于 0.4m, 波高大于 0.6m 的区域很小, 主要是因为对于近海局地潜源来说, 单个海啸潜源由于规模震级上限的原因, 地震释放能量较小,

只能影响到一定的区域，并且因为距离海岸线较近，由于陆地的阻隔，影响范围较小，海啸在经过传播路径的衰减，海岸折射反射的衰减后，波高大大减小。但是在距离较近的陆地，能检测到较高的海啸波高，这一点值得注意，特别是距离大城市近的海啸源。

比较 13 号与 14 号-15 号海啸波高分布发现，13 号最高波高小于 14 号及 15 号，但影响范围较广。因为 13 号海啸潜源与海岸线有一定夹角，海啸波传播的海域较为开阔，海啸能量传播范围较大，同时由于海啸能量的分散，使得沿海地区的海啸波高较小。

对比各个潜源震级上限和震级下限的海啸波高，发现 $M_w7.5$ 或 $M_w8.0$ 最大波高都大于其震级下限，说明震级是影响海啸波高的最大因素。

根据对局地潜源震级上限进行数值模拟，我们确定了本次研究中各个潜源的影响范围，明确了对各个地区有威胁的海啸潜源。根据下文主要的研究区域，我们确定了对台湾海峡和珠江口两个地区有影响的海啸潜源：

表 2-3 东南沿海潜源影响范围

| 地区 | 台湾海峡 | 珠江口 |
|----|---------------|----------------|
| 潜源 | No.8-No.13 潜源 | No.13-No.15 潜源 |

2.4 本章小结

本章根据东南沿海潜源的位置和震级上限，通过经验公式和地质结构确定破裂参数，利用开源的 COMCOT 模拟各个场景的海啸波高分布，确定各个潜在海啸源的影响范围。根据之前学者的研究，确定马尼拉潜源可以影响到我国东南沿海。通过对近海几个局地潜源的设定震级模拟，得到我国沿海最大波高的分布情况，发现近海潜源诱发的海啸在东南沿海的波高最高可达 2.0m，考虑到海啸波高在陆地上的爬升，真实的海啸波高将会更大，值得我们注意。通过对最高波高的对比发现，由于震级上限，位置，走向的影响，各个近海潜源的影响范围都不同，特别是震级，对海啸的影响最大。与远场地震引发的海啸相比，近海潜源引发的海啸受震源参数影响更大。最后通过海啸波高分布确定各个潜源的影响范围。针对几个重要的场点，给出对其有影响的近海潜源。

第三章 潜源活动性参数确定

3.1 引言

对于地震型海啸来说，地震活动性在海啸相关危险性分析中起着关键作用。本文第一章已经介绍了学者在研究其他地区海啸危险性时确定的地震活动性参数的方法，提出不少方法并且应用于各地区的海啸危险性分析，但是由于我国近海潜源较多，这些方法并不能很好的适用于我国沿海。本文针对我国东南沿海面临的海啸潜源的特点，根据局地潜源和区域潜源的实际情况，采取不同的计算方法，计算东南海域潜在海啸源的活动性参数。

3.2 局地潜源活动性参数

根据上文给出的地震活动性确定方法，都是针对较为活跃，规模较大的俯冲断裂带，对于局地潜源，由于历史地震记录较少，没办法给出较为准确的统计结果。2015年6月我国颁布了《中国地震动参数区划图》（GB 18306—2015），这已是我国第五代区划图，其中划分了中国及邻区 1206 个潜在震源区，如图 3-1 根据其震级上限、地质构造背景以及历史地震活动性，从渤海、黄海、东海至南海划分了 15 个局地海啸源^[14, 101]。根据前一章的研究，我们确定了 8 个对我国东南沿海有影响的海啸潜源。

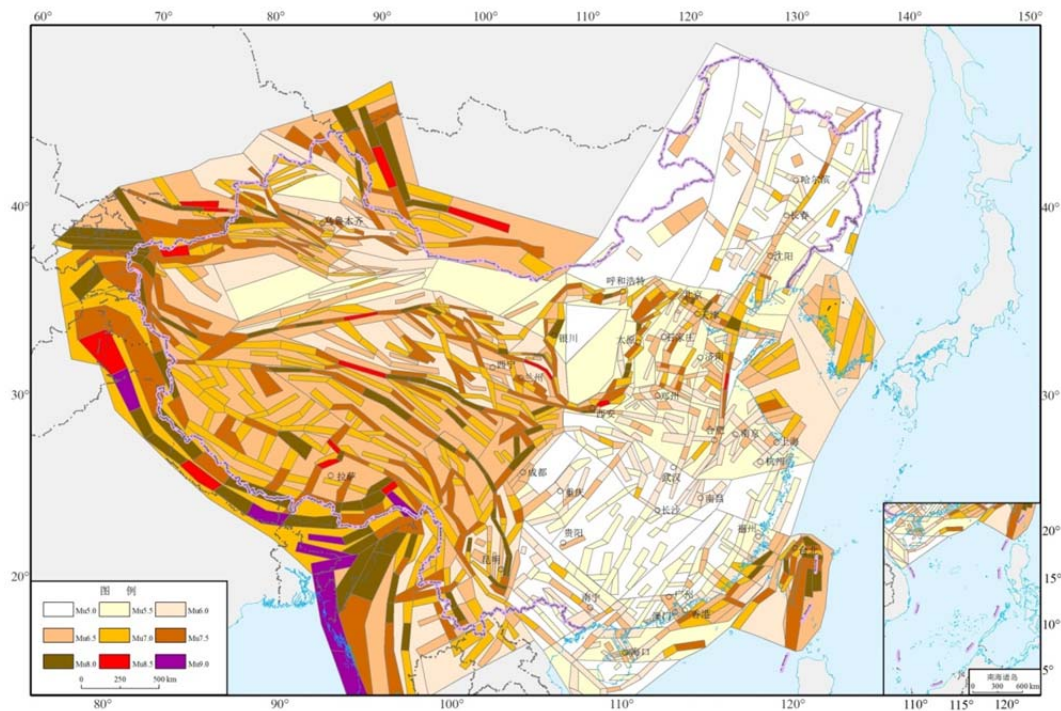


图 3-1 我国及邻区潜在地震带^[14]

为进行 PTHA，我们还需要知道这 8 个潜源的地震活动性参数，包括各潜在局地海啸源，Gutenberg - Richter (G - R) 关系式中的 b_i 值、震级上限值 M_{ui} 、震级在 M_1^i 和 M_2^i 之间的地震年发生率 $v_i(M_1^i \leq M \leq M_2^i)$ 。实际上这些值等同于潜在海啸源地理位置与其一致的潜在震源区的相应值，地震区划图已经给出了相应的取值。由图 3-2 可见，本文 8 个潜在海啸源地理位置对应 6 个潜在震源区，分别用罗马数字表示，图中还给出了各潜在震源区的面积。

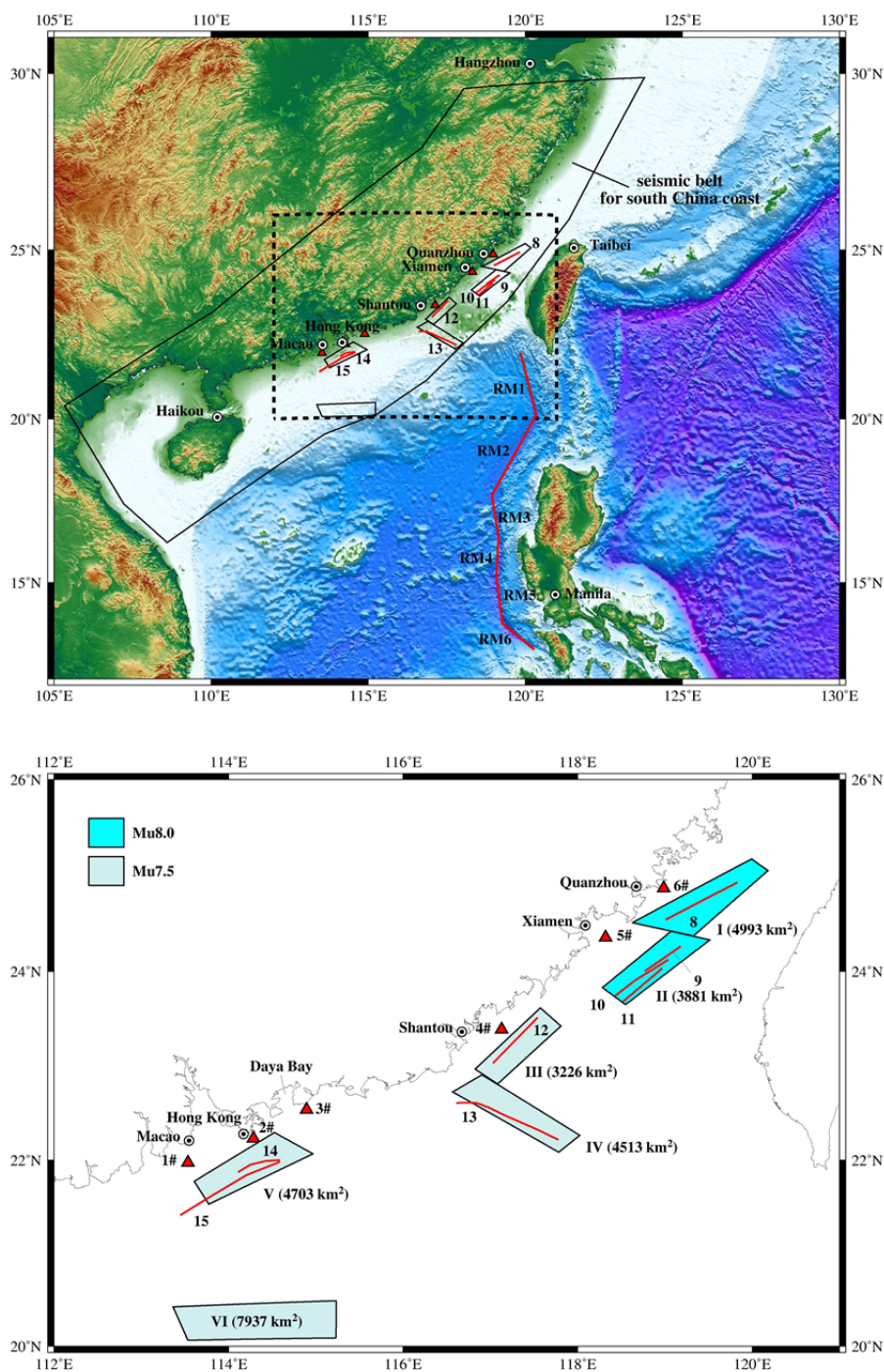


图 3-2 对我国东南沿海有影响的潜在海啸源

图 3-2 中大多边形表示地震区划图给出的震源区，其他小的多边形表示潜在海啸源，二者都是根据中国地震动参数区划图确定。本文将海啸潜源假设为线源，线源地震活动性参数等同于其所在多边形的地震活动性参数。

3.2.1 方法

我国颁布的《中国地震动参数区划图》（GB 18306—2015）给出了各潜在震源区的震级上限，潜在海啸源的 M_{ui} 可取对应的潜在震源区的震级上限值，各潜源取值见表 2-2。由于潜在震源区的面积较小，区域内历史地震数据较少不足以进行地震活动性分析，因而区划图划分了全国 29 个地震带，并给出了各自的 b_{belt} 值和 v_{belt} （ $M \geq 4.0$ ）（地震带内发生 4.0 级以上地震的年发生率）。这里 8 个潜在海啸源都位于东南沿海地震带内（见图 3-2）， $b_{belt} = 0.87$ ， $v_{belt}（M \geq 4.0） = 5.6^{[2]}$ 。

根据 Cornell (1968)提出的 PSHA 方法，一定区域内，发生任何一次地震的震级 M 的累积分布函数、概率密度函数分别为：

$$F(M) = \frac{1 - \exp[-\beta(M - M_{\min})]}{1 - \exp[-\beta(M_{\max} - M_{\min})]}, \quad M_{\min} < M < M_{\max} \quad (3-1)$$

$$f(M) = \frac{\beta \exp[-\beta(M - M_{\min})]}{1 - \exp[-\beta(M_{\max} - M_{\min})]}, \quad M_{\min} < M < M_{\max} \quad (3-2)$$

其中， M_{\max} 和 M_{\min} 分别为该区域内发生地震的震级上下限， $\beta = b \times \ln 10$ ， b 为统计常数，是该区域内统计的 Gutenberg–Richter (G–R)关系式中的斜率值。

各潜在海啸源的 b_i 值可采用其所属地震带的 b_{belt} 值（本文情况也就是 0.87）。潜在海啸源的地震年发生率可取对应的潜在震源区的地震年发生率。第 i 个潜在震源区不同震级档的地震年发生率可有以下式计算得到：

$$v_i(M_j) = v_{belt}(M_j) \cdot \gamma_i(M_j) \quad (3-3)$$

式中， M_j 表示第 j 个震级档，并且 $M_0 + (j-1) \cdot \Delta M \leq M_j \leq M_0 + j \cdot \Delta M$ ， $M_0 = 4.0$ 是地震带（或潜在震源区）的震级下限， j 为大于等于 1 的整数（这里用罗马数字表示），且 $j \leq (M_{ui} - M_0) / \Delta M$ ， ΔM 为分档间隔，小震取 0.5、中强震取 0.3 或 0.2； $\gamma_i(M_j)$ 表示第 i 个潜在震源区关于第 j 个震级档的地震年发生率占整个地震带的权重（称之为空间分布函数），因此其满足以下等式：

$$\sum_{i=1}^{N_{Sj}} \gamma_i(M_j) = 1 \quad (3-4)$$

式中 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。 $\gamma_i(M_j)$ 通过 8 个因子共同作用求得，过程较为复杂，有主观因子，也有客观因子。其中潜在震源区的面积是较为重要的一个因子，这里将用来求解 $\gamma_i(M_j)$ ：

$$\gamma_i(M_j) = \frac{A_i(M_j)}{\sum_{i=1}^{N_{sj}} A_i(M_j)} \quad (3-5)$$

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。

我们取 $\Delta M = 0.5$, 因为潜在震源区的震级上限 M_{ui} 以 0.5 分档区分(见图 3-1)。那么震级档仅有两档, M_{VII} 和 M_{VIII} , 因为前文已述 $M_1^i = 7.0$, $M_2^i = 7.5$ 或 8.0。图 3-1 中, I 和 II 号潜在震源区震级分 2 档, 其他四个仅有 1 档。根据式 (3-5) 可分别求得 6 个潜在震源区的 $\gamma_i(M_{VII})$ 和 $\gamma_i(M_{VIII})$ 值。表 3-1)

接下来需要确定式(3-3)中的 $v_{belt}(M_j)$, 也就是 $v_{belt}(M_{VII})$ 和 $v_{belt}(M_{VIII})$, 过程如下:

根据式(3-1), 我们可知, 地震带内发生一次地震, 其震级分布在 M_{VII} 和 M_{VIII} 档的概率为:

$$F_{belt}(M_{VII}) = F_{belt}(M = 7.5) - F_{belt}(M = 7.0) \quad (3-6)$$

$$F_{belt}(M_{VIII}) = F_{belt}(M = 8.0) - F_{belt}(M = 7.5) \quad (3-7)$$

计算过程中, $\beta_{belt} = b_{belt} \times \ln 10 = 2.003$, $M_{max} = M_u = 8.0$, $M_{min} = 4.0$ 。求得 $F_{belt}(M_{VII}) = 1.554 \times 10^{-3}$, $F_{belt}(M_{VIII}) = 5.706 \times 10^{-4}$, 那么 $v_{belt}(M_{VII})$ 可通过下式求得:

$$v_{belt}(M_{VII}) = F_{belt}(M_{VII}) \cdot v_{belt}(M \geq 4.0) \quad (3-8)$$

得到 $v_{belt}(M_{VII}) = 8.7 \times 10^{-3}$, 同理求得 $v_{belt}(M_{VIII}) = 3.196 \times 10^{-3}$ 。

根据式(3-3)可分别求得 $v_i(M_{VII})$ 和 $v_i(M_{VIII})$, 进而求得 $v_i(M_1^i \leq M \leq M_2^i)$:

$$v_i(M_1^i \leq M \leq M_2^i) = \begin{cases} v_i(M_{VIII}) & M_{ui} = 7.5 \\ v_i(M_{VII}) + v_i(M_{VIII}) & M_{ui} = 8.0 \end{cases} \quad (3-9)$$

3.2.2 年发生率计算

根据区划图给出的参数和各潜在海啸源的面积, 我们确定各局地潜源的地震年发生率。

表 3-1 局地潜源的活动性参数

| 潜在震源区 编号 | 潜在海啸源 编号 | b_i | M_{wi} | $A_i(M_j)$ (km^2) | $\gamma_i(M_{VII})$ | $\gamma_i(M_{VIII})$ | $v_i(M_1^i \leq M \leq M_2^i)$ $\times 10^{-3}$ | | |
|-------------|-------------|-------|----------|---------------------------------|---------------------|----------------------|--|-----------------|--------|
| | | | | | | | $v_i(M_{VII})$ | $v_i(M_{VIII})$ | 合计 |
| I | 8 | 0.87 | 8 | 4993 | 0.171 | 0.563 | 1.485 | 1.798 | 3.283 |
| | 9 | | | | | | | | |
| II | 10 | 0.87 | 8 | 3881 | 0.133 | 0.437 | 1.154 | 1.398 | 2.552 |
| | 11 | | | | | | | | |
| III | 12 | 0.87 | 7.5 | 3226 | 0.110 | 0.000 | 0.959 | 0.000 | 0.959 |
| IV | 13 | 0.87 | 7.5 | 4513 | 0.154 | 0.000 | 1.342 | 0.000 | 1.342 |
| V | 14 | 0.87 | 7.5 | 4703 | 0.161 | 0.000 | 1.399 | 0.000 | 1.399 |
| | 15 | | | | | | | | |
| 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 |

3.3 区域潜源活动性参数

马尼拉潜源规模较大，断裂带较长，历史上地震活动较为活跃，但历史上相关马尼拉地区地震诱发海啸的记录并不是很多，主要是因为马尼拉潜源发生的许多大地震，并不是全都可以诱发海啸。其他地区的历史地震记录中，也发生一些较大震级的地震，但并未能引发海啸，表 3-2 列举了近年来未能引发海啸的震级较大的地震。

表 3-2 部分为引发海啸的地震信息^[53]

| 时间 | 地点 | 震级 | 地震类型 | 震源深度 (km) |
|-----------------|---------|-----|------|-----------|
| 2012 年 4 月 11 日 | 苏门答腊海域 | 8.6 | 走滑 | 20 |
| 2012 年 4 月 11 日 | 苏门答腊海域 | 8.2 | 走滑 | 53.7 |
| 2013 年 1 月 5 日 | 南阿拉斯加 | 7.5 | 走滑 | 10 |
| 2007 年 8 月 8 日 | 印尼爪哇岛海域 | 7.5 | 不明确 | 280 |
| 2012 年 8 月 14 日 | 鄂霍次克海海域 | 7.7 | 不明确 | 583 |
| 2013 年 5 月 24 日 | 鄂霍次克海海域 | 7.3 | 不明确 | 598 |
| 2009 年 11 月 9 日 | 斐济 | 7.3 | 逆冲 | 595 |

在一些学者的研究中，也只是考虑了部分可能诱发海啸地震的年发生率。有一些研究中，只把俯冲带作为海啸潜源^[45, 70]，Burbidge 在计算西澳大利亚海啸危险性时，排除了走滑型断层^[25]，Sørensen 在计算地中海海啸危险性时，对该地区历史地震分类，根据各类地震所占的比例确定样本数量^[109]。Annaka 在计算日本海

海啸危险性, González 在计算 Oregon 海啸危险性时, 则直接考虑了逆冲型地震^[19, 49]。

根据历史记录和海啸产生的原理, 我们总结出诱发海啸的地震需满足的条件:

- 1) 地震的震源较浅
- 2) 地震为逆冲型。
- 3) 地震震级较大

并根据这些条件, 计算马尼拉潜源符合条件的地震的年发生率。

3.3.1 方法

马尼拉潜源地震活动较为活跃, 并且地震相关记录较为丰富, 我们利用该地去丰富的地震数据, 考虑震源深度和地震类型, 计算满足条件的地震年发生率。

首先, 我们需要求的马尼拉地区符合震级条件的地震年发生率, 即 $v_i(M_0 \leq M \leq M_u)$, 其中, M_0 , M_u 分别为潜源的震级下限和震级上限。马尼拉潜源的总的地震年发生率我们采用常用 G-R 公式拟合, 式(3-10), 利用该地区丰富的历史记录拟合得到 b 值。利用式(3-1)和式(3-12)计算震级上下限之间的地震发生率。

$$\log_{10} N = a - bM \quad (3-10)$$

其中 $\beta = b \cdot \ln 10$ 。

震级范围内所有地震年发生率可由式(3-11)求得

$$P_{gr} = (F(M_0) - F(M_u)) \quad (3-11)$$

其中, P_{gr} 为震级上下限范围内所有地震的年发生率, M_0 为震级下限, M_u 为震级上限。

其次, 需要考虑震源深度和地震类型对海啸产生的影响, 本文利用历史海啸记录确定引发海啸的地震的深度范围, 并利用统计区内地震历史记录, 确定满足深度条件的地震所占比例。利用统计区内地震历史记录和震源机制解, 统计逆冲型地震在地震记录中所占比例。得出最终年发生率计算公式:

$$P_{pf} = P_{gr} \cdot P_f \cdot P_d \quad (3-12)$$

其中, P_{pf} 为最终求得符合要求的地震年发生率, P_{gr} 为震级上下限之间所有地震年发生率, P_f 为逆冲型地震在地震中所占的比例, P_d 为满足深度要求地震所占比例。

图 3-3 给出了各个值及最终年发生率的计算流程:

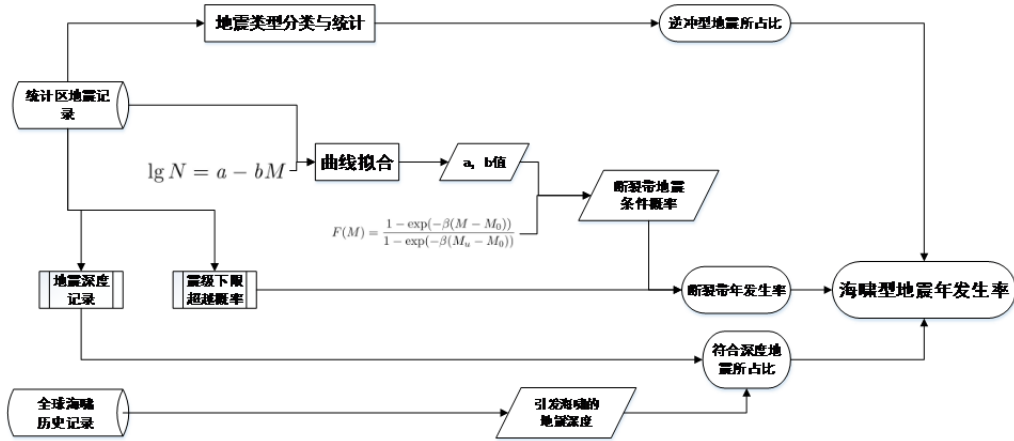


图 3-3 地震年发生率计算流程

3.3.2 年发生率计算

首先，利用历史记录计算震级上下限之间地震的年发生率。本文统计了 USGS 地震记录中的马尼拉统计区内 1976-2015 年的地震记录，震级范围为 3.1-7.3，共 2212 次^[53]。利用统计结果拟合 G-R 公式，得到：

$$\log_{10} N = 7.87 - 1.09M \quad (3-13)$$

Liu 统计南海地区 30 年的地震记录得到了 G-R 关系^[73]（见图 3-4），其中 a 值小于本次研究结果，是因为本次研究统计时间为 40 年，大于 Liu 的统计时间。Liu 选取了整个南海地区的地震记录进行统计，本次研究根据马尼拉断裂带的走向和位置，确定了马尼拉统计区，利用统计区内的地震记录计算 a, b 值，更符合马尼拉断裂带。

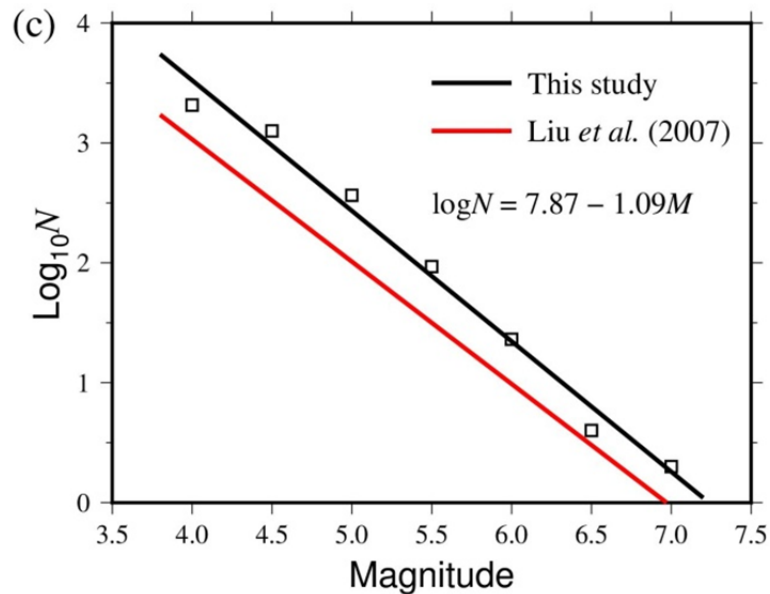


图 3-4 利用1975-2015年地震记录拟合所得G-R公式及Liu拟合所得对比

根据任叶飞的研究，马尼拉地区诱发海啸地震的震级范围设定为 $7.0 \leq M_w \leq 9.0$ ^[101]。将本次拟合所得 b 值代入式(3-10)和式(3-1)，求得 $P_{gr} = 0.02758$ 。

其次，计算满足深度要求的地震年发生率。

我们选取全球海啸历史记录确定能够诱发海啸的地震震源深度。Global Historical Tsunami Database 给出了从公元前 2100 年至今的海啸记录，包括原因，可靠性，海啸波高，震源深度等内容，一共 2539 个海啸记录^[52]。其中，海啸的诱因有地震，海底滑坡，火山，爆炸，陨石，天文潮，气象条件。相关代码见（表 3-3）。根据记录的准确性，又分为 6 类，相关代码见（表 3-4）。

表 3-3 NOAA给出的海啸记录中海啸诱因及代码^[124]

| The source of tsunami | Code |
|-----------------------------------|------|
| Unknow | 0 |
| Earthquake | 1 |
| Questionable earthquake | 2 |
| Earthquake and landslide | 3 |
| Volcano and earthquake | 4 |
| Volcano, earthquake and landslide | 5 |
| Volcano | 6 |
| Volcano and landslide | 7 |
| Landslide | 8 |
| Meteorological | 9 |
| Explosion | 10 |
| Astronomical tide | 11 |

表 3-4 记录的可靠性及相关代码^[124]

| Valid values | code |
|---|------|
| Definite tsunami | 4 |
| Probable tsunami | 3 |
| Questionable tsunami | 2 |
| Very doubtful tsunami | 1 |
| Event that only caused disturbance in an inland river | 0 |
| Erroneous | -1 |

我们选取记录中的地震型海啸，共有 1691 次记录。其中，具有深度记录的有 837 次。选取较为确定的记录。筛选出记录可靠的地震型海啸，共 639 次作为统计样本。

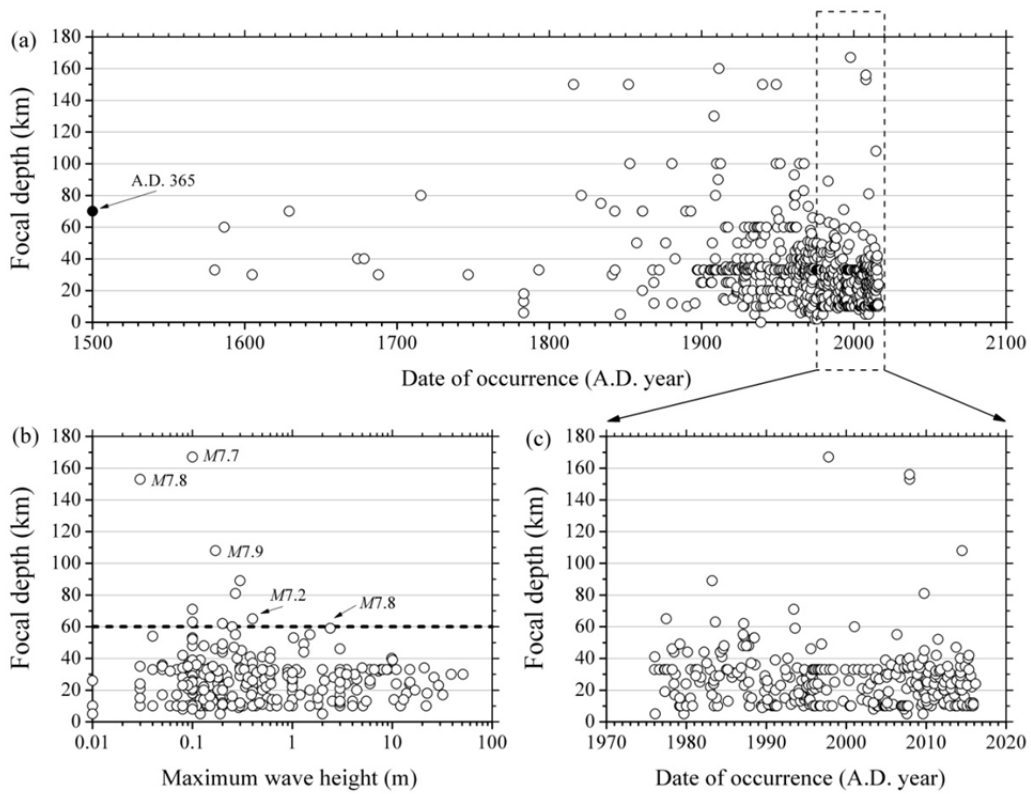


图 3-5 地震型海啸震源深度分布 (a) (c)，震源深度和海啸波高最大值关系 (b)

上图可以看到，最早的海啸记录可以追溯到 A.D. 365 年（图 3-5 (a)），但是考虑到 1976 年之前没有 GCMT 记录，并且早期监测手段的不足导致记录不全面和深度记录可能不准确，我们选取 1976 年以后的记录作为研究对象（图 3-5 (a)(c)），大部分震源深度记录都小于 60km。对比深度较深的几个地震（图 3-5 (b)），虽然震级较高，但是由于深度较深，均未能造成较高海啸波高。因此，确定诱发海啸的地震的震源深度范围为 0-60km。

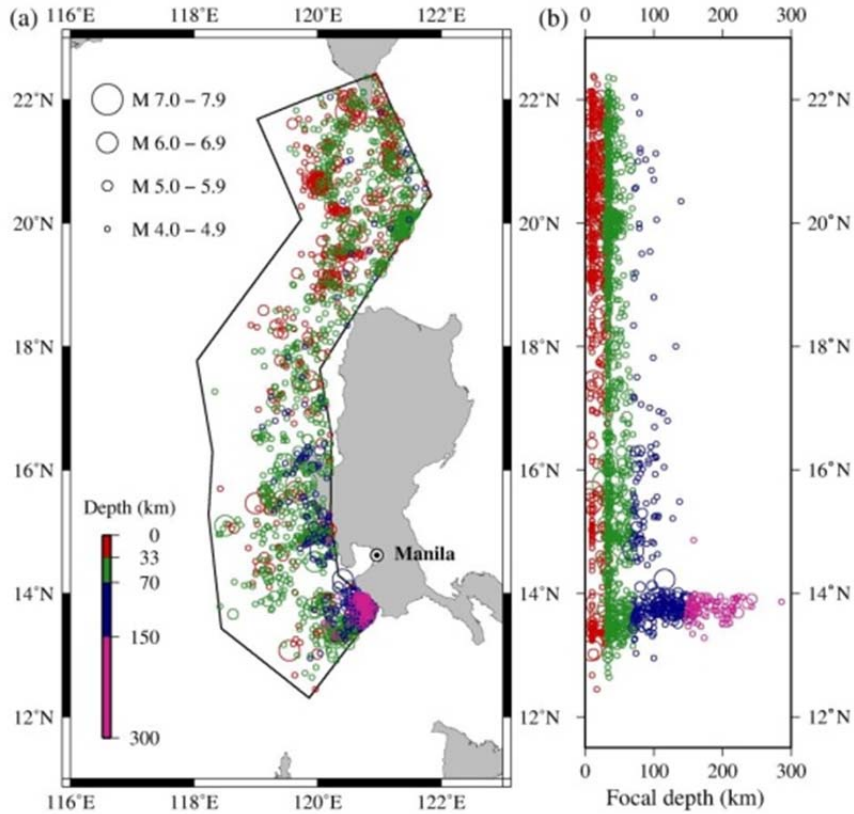


图 3-6 马尼拉统计区内震源及深度分布

上图给出了马尼拉统计区内历史地震的分布和震源深度的统计图。可以看出震源深度在 0km-70km 之间的地震占大多数，在马尼拉断裂带分布均匀，也证实了 PTHA 中震中在潜源上均匀分布的假设可取。可以看到绝大多数震源深度超过 100km 的地震都分布在马尼拉潜源的最南端。由于涉及到菲律宾海复杂的地质结构，本文的关注点是浅源地震，关于震源超过 100km 的地震分布，暂且按下不表。

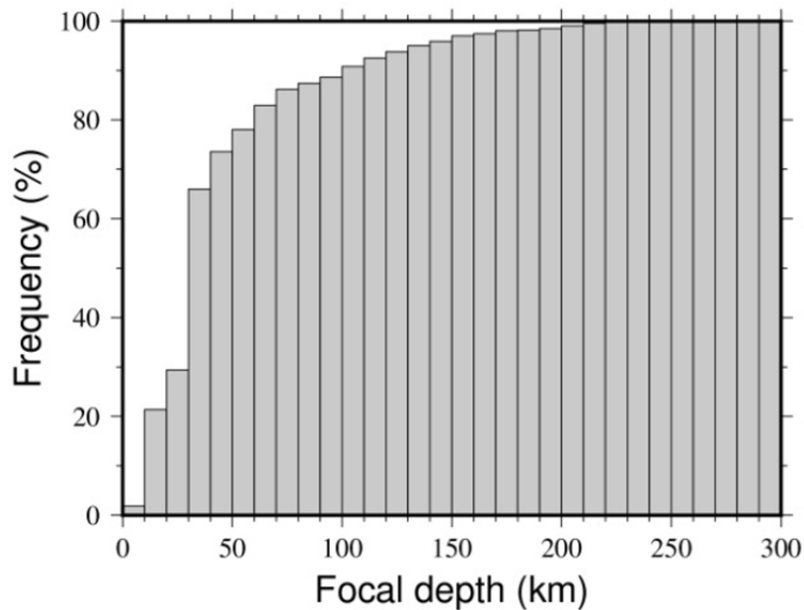


图 3-7 震源深度累计频率

图 3-7 给出了马尼拉统计区内历史地震的深度的统计直方图，发现马尼拉潜源区震源深度都小于 300km，大约 90%的地震发生在地下 0-100km 处，其中 30km-40km 出发生的地震最多，占到了地震总量的 35%左右。根据统计结果，得出马尼拉统计区内处于 0-60km 深度范围内的地震所占的比例 $P_d = 0.8$ (图 3-7)。

确定符合深度要求的地震比例后，再确定马尼拉潜源逆冲型地震所占的比例。GCMT 给出了 $M_w 4.7-M_w 7.2$ 的震级机制解^[37, 38]，我们利用其中逆冲型地震所占的比例作为 P_f 。

从中选取马尼拉统计区内 1976-2015 年共 321 个地震的震源机制(图 3-9 (a)), 统计各 GCMT 各条地震记录的应力轴的倾角。我们采用 Cliff Frohlich 提出的类三元相图来区分走滑型，逆冲型和其他地震^[39]。

根据应力轴倾角性质，三个倾角的正弦符合公式(3-14)：

$$(\sin \delta_T)^2 + (\sin \delta_B)^2 + (\sin \delta_P)^2 = 1 \quad (3-14)$$

分别以 $\sin \delta_T$ ， $\sin \delta_B$ ， $\sin \delta_P$ 为 x ， y ， z 轴坐标值，我们可以把一次地震事件定位于八分之一一个单位球面，即球面 ABC (图 3-8)，我们利用球心投影 (orthographic azimuthal)，把所有的点投射到边长为 $\sqrt{2}$ ，三个点分别为 $(1,0,0)$ ， $(0,1,0)$ ， $(0,0,1)$ 的正三角形 ABC 上(图 3-8)，得出地震类型的分布图 (图 3-9 (b))，具体计算方法如下：

第一，根据空间球面方程，我们得到单位球面方程 $x^2 + y^2 + z^2 = 1$ ，我们在球面 ABC 上假设一点 (p, t, b) ，根据投影原理，该点在正三角形 ABC 平面的投影点即改点与原点连线与三角形平面的交点，根据平面的截距式我们很方便求出三角形平面的方程：

$$x + y + z = 1 \quad (3-15)$$

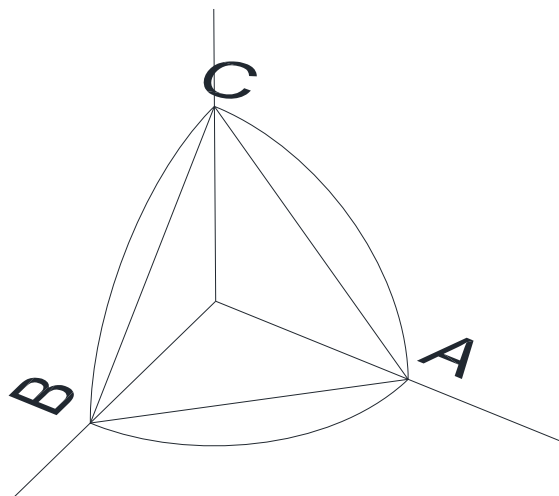


图 3-8 坐标投影示意图

根据空间直线向量式我们得出该直线的方程：

$$\frac{x}{1} = \frac{y}{1} = \frac{z}{1} \quad (3-16)$$

联立上述两个方程，我们可以得出 (p, t, b) 在 ΔABC 平面投影点的坐标：

$$\left(\frac{p}{p+b+t}, \frac{t}{p+b+t}, \frac{b}{p+b+t} \right)$$

第二，我们在 ΔABC 平面内以底边中心为原点，底边为 x 轴，底边的高为 y 轴建立笛卡尔坐标系，接下来的工作就是把空间坐标转化为平面坐标，根据空间距离公式，我们求得平面内的坐标：

$$\left(\frac{p-t}{|p-t|} \times \sqrt{\left(\frac{t}{p+b+t} - \left(\frac{p+t}{2(p+b+t)} \right)^2 \right) + \left(\frac{p}{p+b+t} - \left(\frac{p+t}{2(p+b+t)} \right)^2 \right)^2}, \frac{b}{(p+b+t) \sin(35.26)} \right)$$

根据上式，我们将球体上的坐标转为平面上的坐标，可以更加直观地表示出各成分的多少。

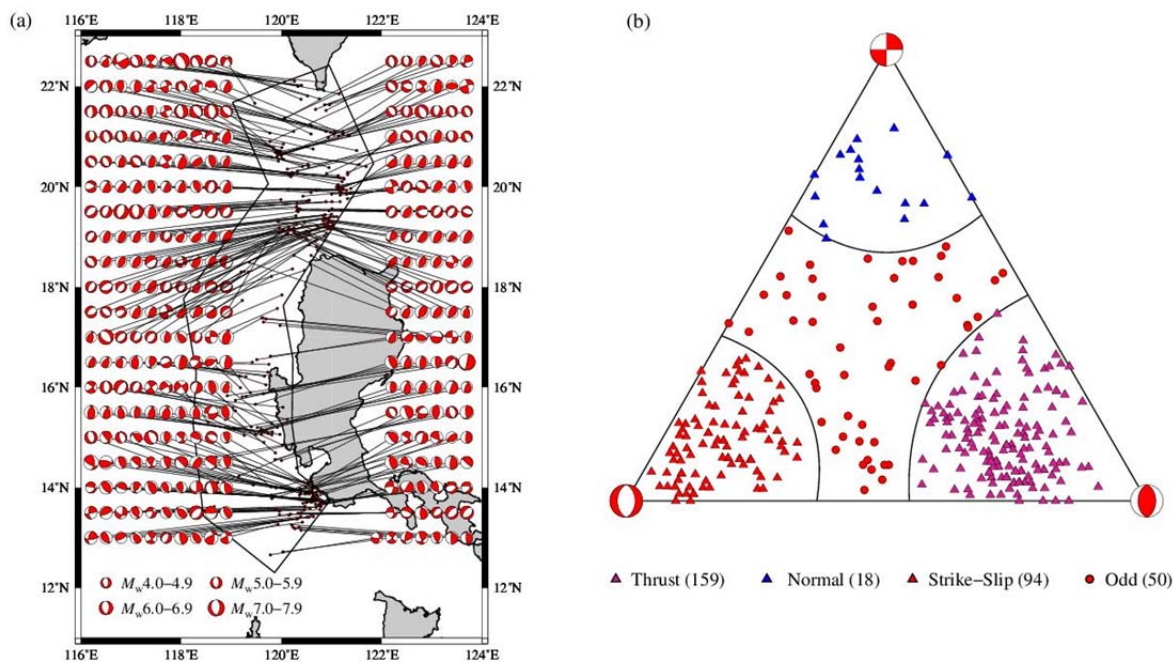


图 3-9 统计区内各历史地震记录（左），地震机制分布及数量。

根据 Frohlich 的研究， $\delta_T > 50^\circ$ 为逆冲断层， $\delta_B > 60^\circ$ 为走滑断层， $\delta_T > 50^\circ$ 确定为正断层^[39]，得出地震类型分布(图 3-9 (b))，其中，逆冲型地震 159 次，得 $P_f = 0.49$ 。

根据式(3-12)，计算可得马尼拉断裂带能够诱发海啸的地震年发生率为 0.0108。对比上一节给出的局地潜源的地震年发生率（表 3-1），发现马尼拉潜源地震年发生率远远高于局地潜源。是因为马尼拉潜源活动性强，并且震级上限较高，且断裂带规模远远大于局地潜源。

3.4 本章小结

本章根据我国东南沿海潜源的特点，分别对局地潜源和区域潜源采取不同的计算方法确定地震年发生率。

由于局地潜源历史地震记录较少，不足以采用常用的 G-R 公式计算活动性参数。本文利用《中国地震动参数区划图》给出的地震区划及参数，计算海啸潜源所在震源区的活动性参数，将面积作为唯一影响因子，计算海啸潜源的活动性参数。

对于地质结构较为复杂的马尼拉潜源，根据海啸历史记录和 G-R 公式计算潜源所有的地震年发生率，根据海啸原理和历史海啸记录，确定能够诱发海啸地震的条件，统计马尼拉潜源统计区的历史地震类型和深度，计算该区域符合海啸诱发条件的地震所占比例，最终给出能够诱发海啸的地震年发生率。

作为 PTHA 中的关键参数，准确的计算地震年发生率十分重要。针对不同的潜源特点，需要采用不同的计算方法。由于我们对海底断裂带的了解还不是很透彻，下一步需要更加细化的分析潜源各个区域的地震活动性参数，获取更为准确的地震年发生率。

第四章 东南沿海海啸危险性计算

4.1 引言

大量研究表明,我国南海近海海域具有发生破坏性海啸的地震地质构造条件^[8, 12]。历史记载该区域发生过多次引发破坏性地震,引发的海啸造成一定的破坏^[77, 101]。其中最大地震震级为 7.5,发生在 1604 年 12 月 19 日福建泉州海外海以及 1605 年 7 月 13 日海南琼州海峡。最近一次地震发生在 1918 年 2 月 13 日广东汕头,震级 7.3,产生小规模海啸。计算珠江三角洲和台湾海峡地区典型场点的海啸波高超越概率,研究结果可为我国东南沿海地区的防灾减灾规划及重大工程建设提供科学依据。

第二章已经给出了对我国东南沿海有影响的潜源,第三章通过计算给出了各个潜源的地震年发生率,本章选取东南沿海有代表性的六个场点,计算海啸各波高的年发生率以及个潜源对海啸危险的贡献,确定各场点的海啸危险性和主要影响潜源。

4.2 PTHA 方法

概率海啸危险性分析方法(PTHA)源于 1968 年 Cornell 提出的地震危险性分析方法(PSHA)。之后被广泛应用于海啸危险性分析。夏威夷^[59],日本^[104],意大利^[114],新西兰^[64],秘鲁^[67],泰国^[110],澳大利亚西海岸^[25],地中海地区^[97]相继开展 PTHA 工作。Geist and Parsons 从新对 PTHA 方法和流程进行了归纳和总结,分别基于历史海啸记录和数值模拟的方法对墨西哥 Acapulco、美国 Cascadia 的海啸危险性进行了评价^[46]。Annaka 发展了逻辑树方法^[19]、Grezio 发展了贝叶斯方法用于 PTHA 工作中^[51]。

在前人研究基础上,我们结合我国 PSHA 计算流程,设计 PTHA 过程如下:

根据第二章已经给出的地震的震级 M 的累积分布函数(3-1)、概率密度函数(3-2)。

我们假设第 i 个潜在海啸源随机发生 N_i 次地震,其空间位置和震级分布都采样 Monte Carlo 技术进行随机采样,震级分布满足式(3-2)的概率密度函数,本文 M_{\max}^i 取图(3-1)中的 M_u (7.5 或 8.0), M_{\min}^i 取 7.0,由第二章分析可判断,东南沿海局地海啸源发生 7.0 级地震时,在海岸产生较小的海啸波。这里为有所区别,分别将其表示为 M_2^i 和 M_1^i 。

对这 N_i 次地震形成的海啸进行数值模拟,对于目标场地可获得 N_i 个海啸波高最大值。数值模拟输入参数断层的长度、宽度、滑移量,对于我国的局地海啸源,参照前文叙述确认;对于区域海啸源,如马尼拉海沟,发生俯冲型地震,可

根据 Papazachos 给出的经验公式确认^[26]。

根据 chio 的统计, 海啸波高满足对数正态分布^[30, 31], 其概率密度函数表示如下:

$$f_i(h) = \frac{1}{\sqrt{2\pi h\sigma}} \exp\left(-\frac{[\ln(h) - \mu]^2}{2\sigma^2}\right) \quad (4-1)$$

式中, h 表示海啸波高, μ 和 σ 分别为 $\ln(h)$ 的均值和标准差, 可根据这 N_i 个海啸波高值统计得到。这样, 海啸波高超越 H 的概率为:

$$F_i(h \geq H) = \int_H^{\infty} f_i(h) dh = \frac{1}{\sqrt{2\pi\sigma}} \int_H^{\infty} \exp\left(-\frac{[\ln(h) - \mu]^2}{2\sigma^2}\right) \frac{dh}{h} \quad (4-2)$$

如果我们知道该潜源内震级在 M_1^i 和 M_2^i 之间的地震年发生率 $v_i(M_1^i \leq M \leq M_2^i)$, 即可求得目标场地由第 i 个潜在海啸源引起海啸波高超越 H 的年发生率:

$$v_i(h \geq H) = F_i(h \geq H) \cdot v_i(M_1^i \leq M \leq M_2^i) \quad (4-3)$$

$v_i(M_1^i \leq M \leq M_2^i)$ 的值已由前文给出。

如果目标场地受 N_T 个潜在海啸源形成的海啸波影响, 则该场地海啸波高超越 H 的总年发生率为:

$$v(h \geq H) = 1 - \prod_{i=1}^{N_T} [1 - v_i(h \geq H)] \quad (4-4)$$

重现期为:

$$R(h \geq H) = \frac{1}{v(h \geq H)} \quad (4-5)$$

由于地震在时间序列上服从泊松分布, 那么在时间 T 年内目标场地至少发生一次海啸波高超越 H 的概率为

$$P(h \geq H, t = T) = 1 - \exp(-v(h \geq H) \cdot T) \quad (4-6)$$

根据式(4-3)求得场地 1#、2#和 3#由 13、14、15 潜在海啸源各自产生的海啸波高年发生率, 根据式(4-4)求得总的年发生率, 见图(4-13)。图中还给出了各潜在海啸源对于计算总的年发生率所产生的贡献率 $\psi_i(h \geq H)$, 计算方法如下:

$$\psi_i(h \geq H) = \frac{v_i(h \geq H) \sum_{J=0}^{N_T-1} \left\{ \sum_{l=1}^{C(N_T-1, J)} \frac{1}{J+1} \prod_{j=1}^J v_{j,l} \prod_{k=1}^{N_T-J-1} (1 - v_{k,l}) \right\}}{v_{\text{total}}(h \geq H)} \quad (4-7)$$

式中, $v_i(h \geq H)$ 、 $v_{\text{total}}(h \geq H)$ 分别表示第 i 个潜在海啸源在目标场地引起的海啸波高超越 H 的年发生率及其总的年发生率; N_T 表示目标场地受影响的潜在海啸源数量; $C_i(N_T-1, J)$ 表示在除第 i 个以外的 N_T-1 个潜在海啸源中任意取 J 个

潜在海啸源的取样数量，并且每次取样的结果不同， $J = 0, 1, 2, \dots, N_T - 1$ ； $v_{j,l}$ 表示第 l 次取样得到的数量 J 中第 j 个潜在海啸源计算的年发生率； $v_{k,l}$ 表示除 i 以及 j 以外的其他潜在海啸源计算的年发生率。由图(4-10)可见，任意一个 $v_i(h \geq H) \ll 1$ ，因而 $J=0, 1$ 即可近似求得 $\psi_i(h \geq H)$ 。

4.3 地震样本随机取样

对于局地潜源来说，潜源规模和震级范围都比较少，这里分别对其按照各自的震级概率密度函数随机产生 50 次地震，对于区域潜源马尼拉来说，震中位置利用 Monte Carlo 技术在整个断层上随机分布。

图 (4-1)-图 (4-8) 为针对各潜在海啸源随机产生 50 次地震的震中位置以及震级累积分布函数。图中震中位置分布较为均匀，震级分布与式(4-1)计算的理论结果较符合，如果能够增加采样数量，其符合程度将有所改善。只是由于计算能力有限，本文才随机采样了 50 次地震，后期工作将开展采样次数对于 PTHA 结果影响研究。

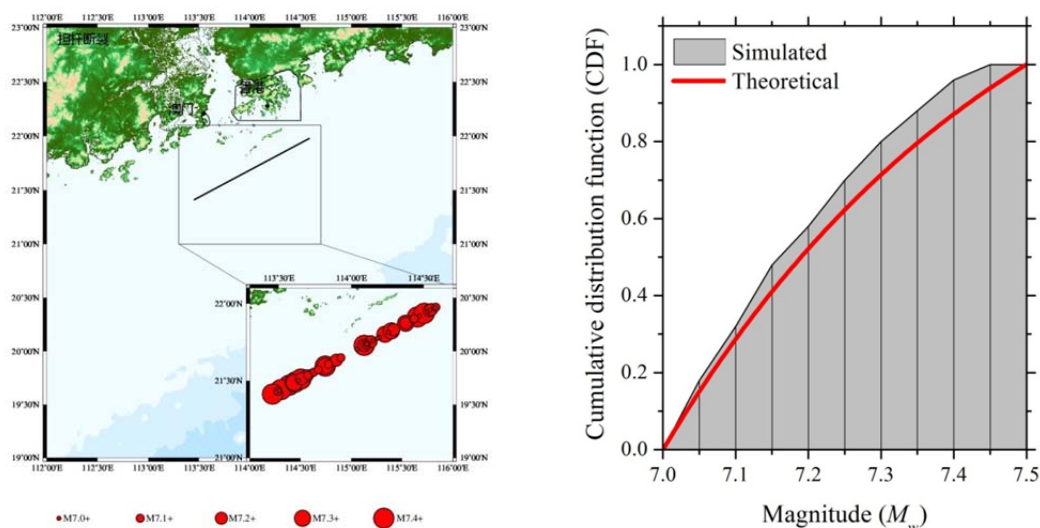


图 4-1 利用 Monte Carlo 取样在 15 号断裂带产生的 50 个随机震源位置. 右图为对应震级的累计频率函数与震级累积密度函数。

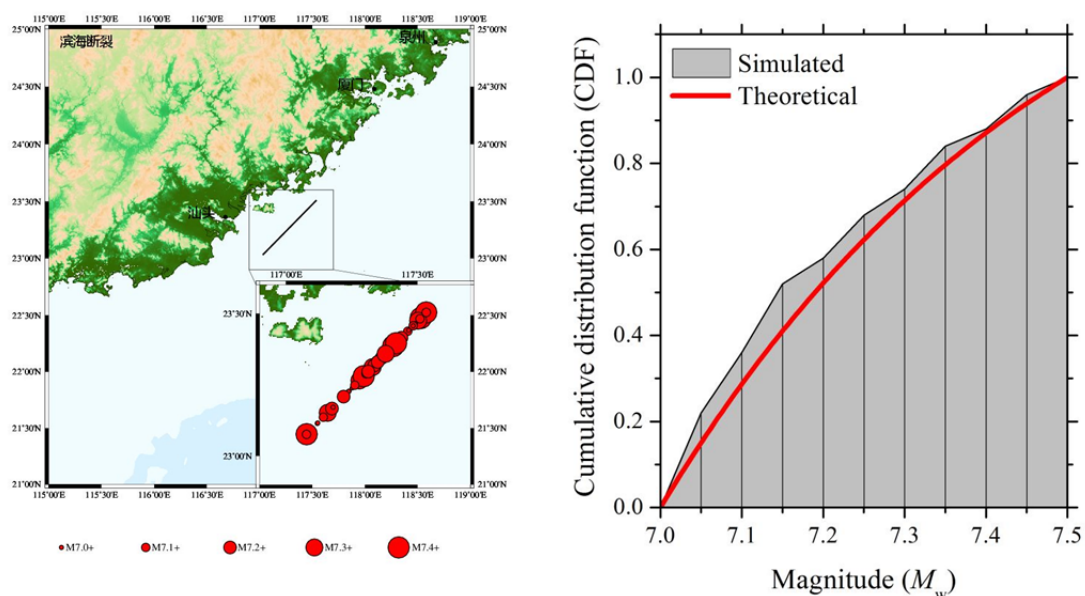


图 4-2 利用Monte Carlo取样在12号断裂带产生的50个随机震源位置. 右图为对应震级的累计频率函数与震级累积密度函数。

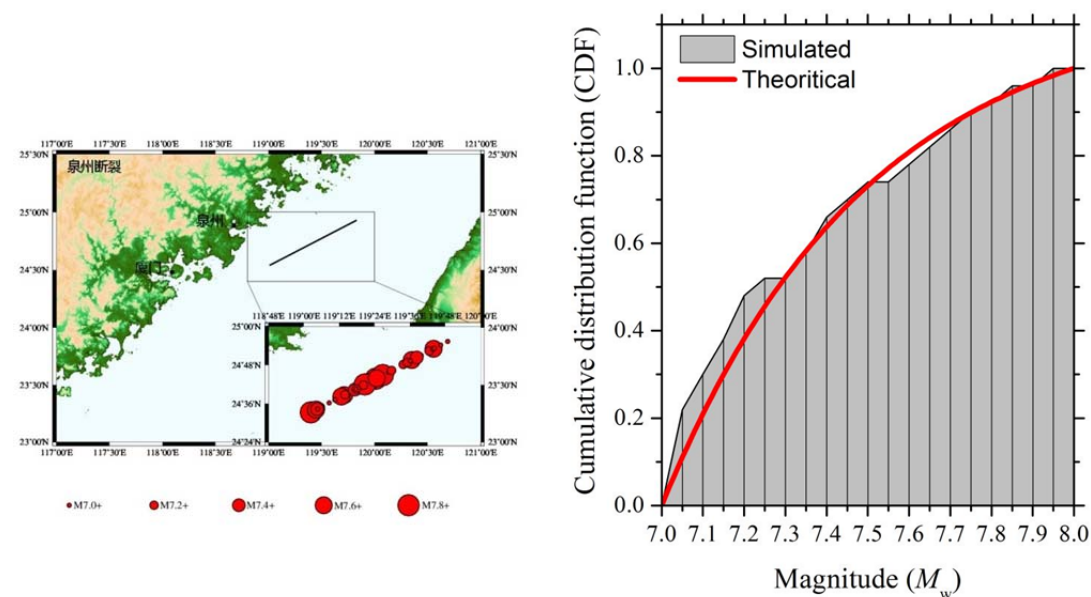


图 4-3 利用Monte Carlo取样在8号断裂带产生的50个随机震源位置. 右图为对应震级的累计频率函数与震级累积密度函数。

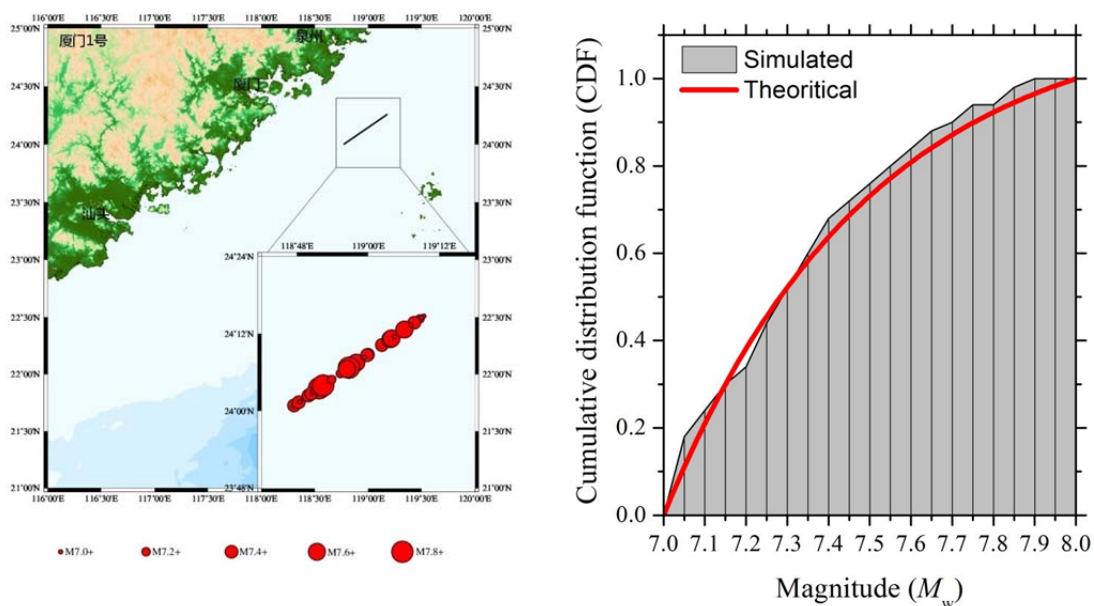


图 4-4 利用Monte Carlo取样在9号断裂带产生的50个随机震源位置. 右图为对应震级的累计频率函数与震级累积密度函数。

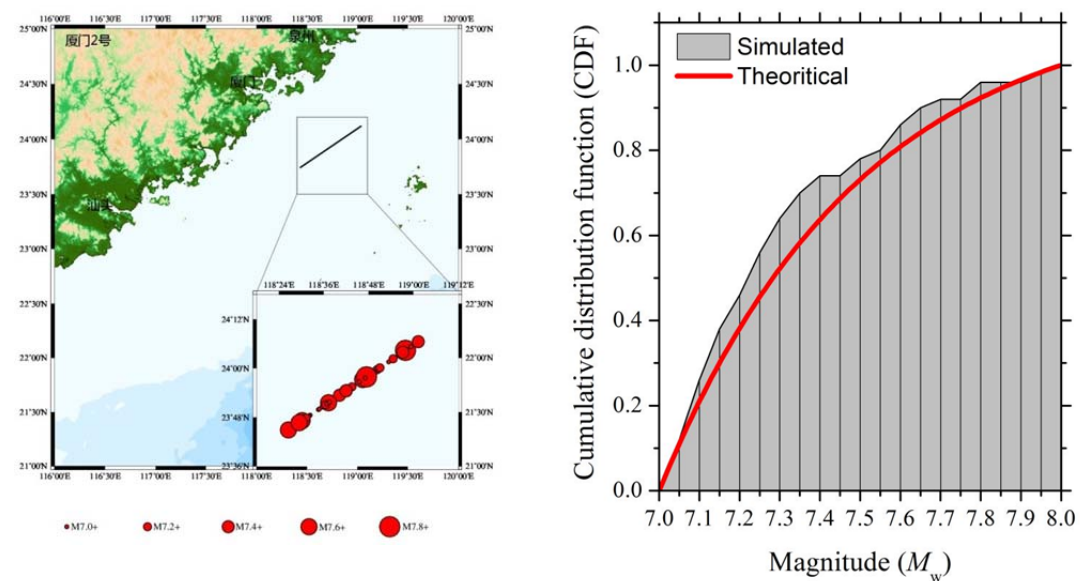


图 4-5 利用Monte Carlo取样在10号断裂带产生的50个随机震源位置. 右图为对应震级的累计频率函数与震级累积密度函数。

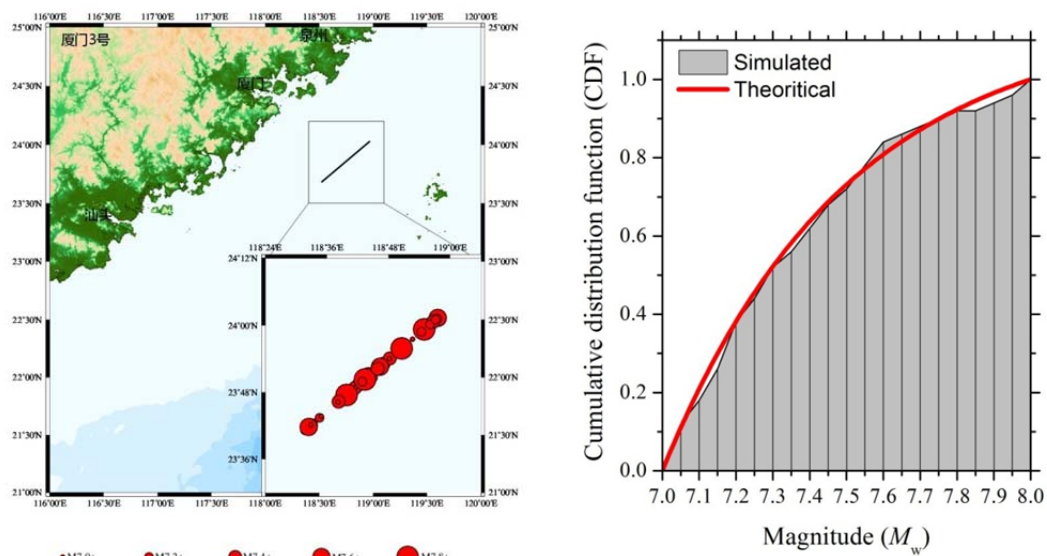


图 4-6 利用Monte Carlo取样在11号断裂带产生的50个随机震源位置. 右图为对应震级的累计频率函数与震级累积密度函数。

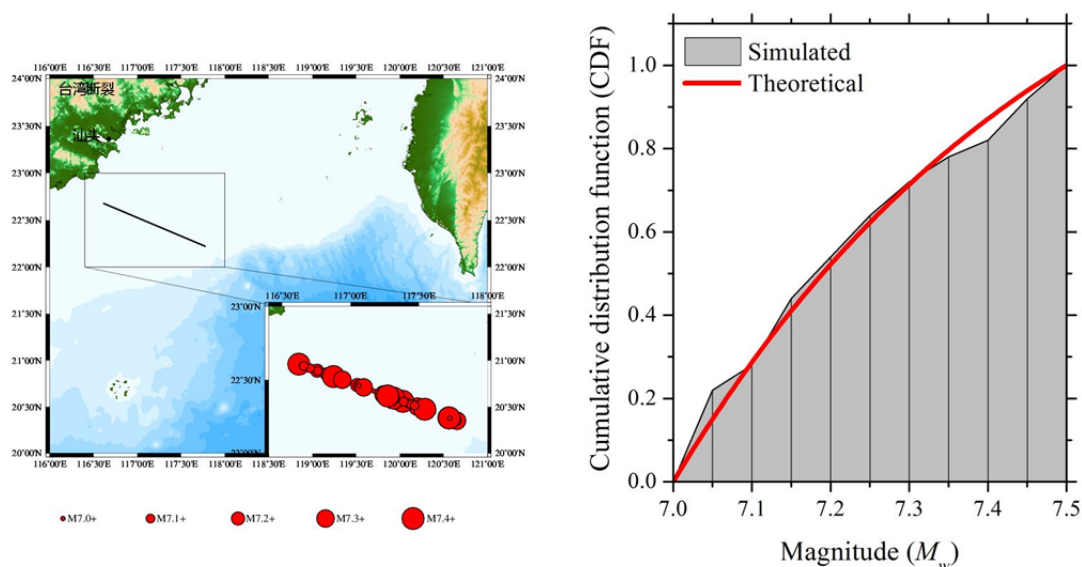


图 4-7 利用Monte Carlo取样在13号断裂带产生的50个随机震源位置. 右图为对应震级的累计频率函数与震级累积密度函数。

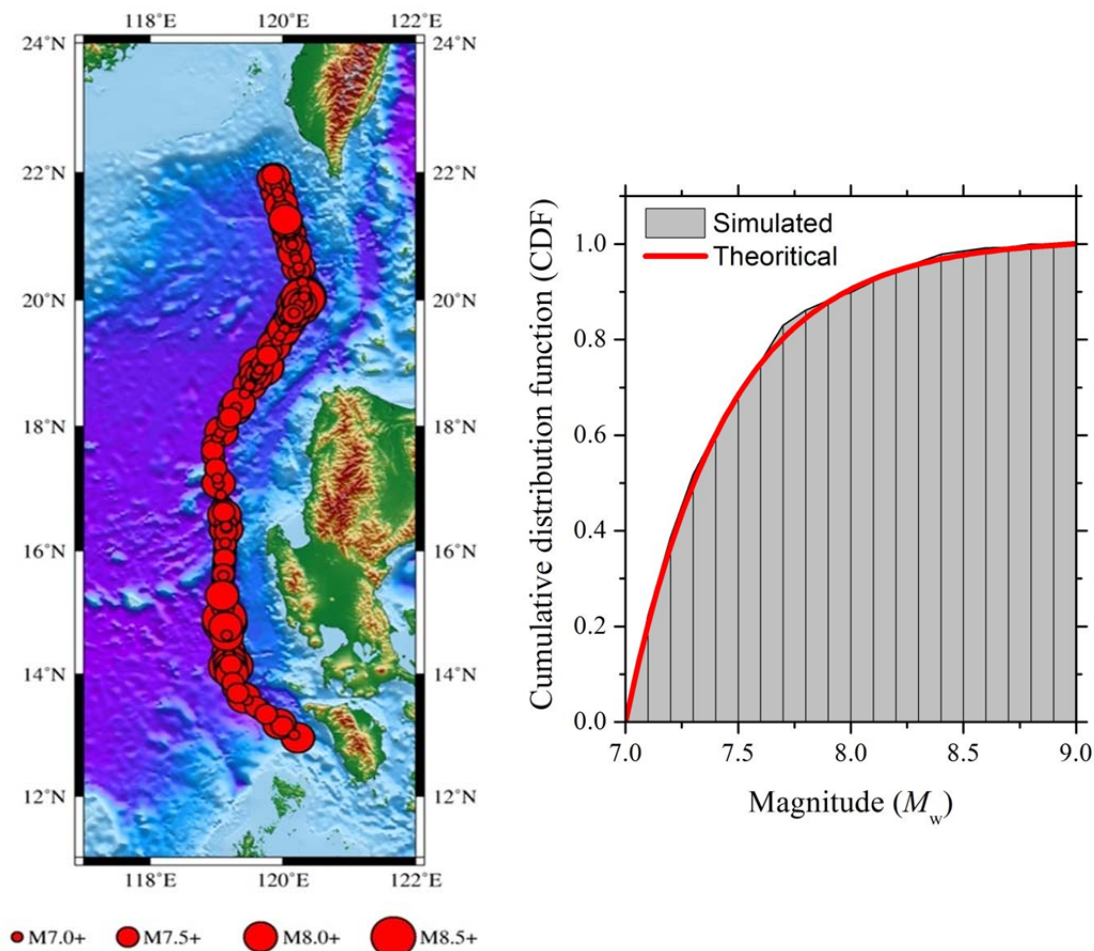


图 4-8 利用 Monte Carlo 取样在马尼拉断裂带产生的 600 个随机震源位置. 右图为对应震级的累计频率函数与震级累积密度函数。

以上给出了随机采样的震中位置分布, 样本的震级统计频率和理论震级累积概率分布。从震中分布来看, 震中分布较为均匀, 没有聚集现象, 符合假设。震级累计频率与累积概率密度函数, 二者吻合程度良好。对比局地潜源和马尼拉断裂带的吻合情况, 发现马尼拉吻合程度更高, 主要是因为马尼拉断裂带取样数为 600, 样本数多于局地潜源, 统计结果能更好的吻合。由于局地潜源规模较小, 震级范围较小, 所以, 较少的样本数量也能够满足计算要求。

4.4 PTHA 计算

首先利用 COMCOT 对这随机产生的地震进行海啸生成和传播数值模拟, 局地潜源的震源参数根据(2-1), (2-2), (2-3)确定, 对于区域潜源马尼拉, 根据杨智博的研究, 采用 papazachos 给出的经验公式确定^[9]。潜源的构造参数参照表(2-1)与表(2-2)。

4.4.1 珠江口地区

在珠江口沿海取三个观测场地(编号 1#、2#和 3#)进行 PTHA 分析, 水深

都为 10m，位置分布如图 (3-2) 所示。由第二章设定海啸模拟结果可知，仅 13、14、15 号潜在海啸源对这三个场地的海啸危险性产生影响，

接下来针对每个潜在海啸源，根据式(4-1)将模拟得到的各场地 50 次最大海啸波高值进行回归分析，得到波高概率密度函数，见图 (4-9)。灰色柱状图为最大波高的频率统计图，黑色线条为拟合结果。图中给出了拟合得到的 μ 和 σ 值，得到的概率密度曲线与通过 μ 和 σ 计算的离散值较吻合，一定程度上验证了海啸波高值是符合对数正态分布的。

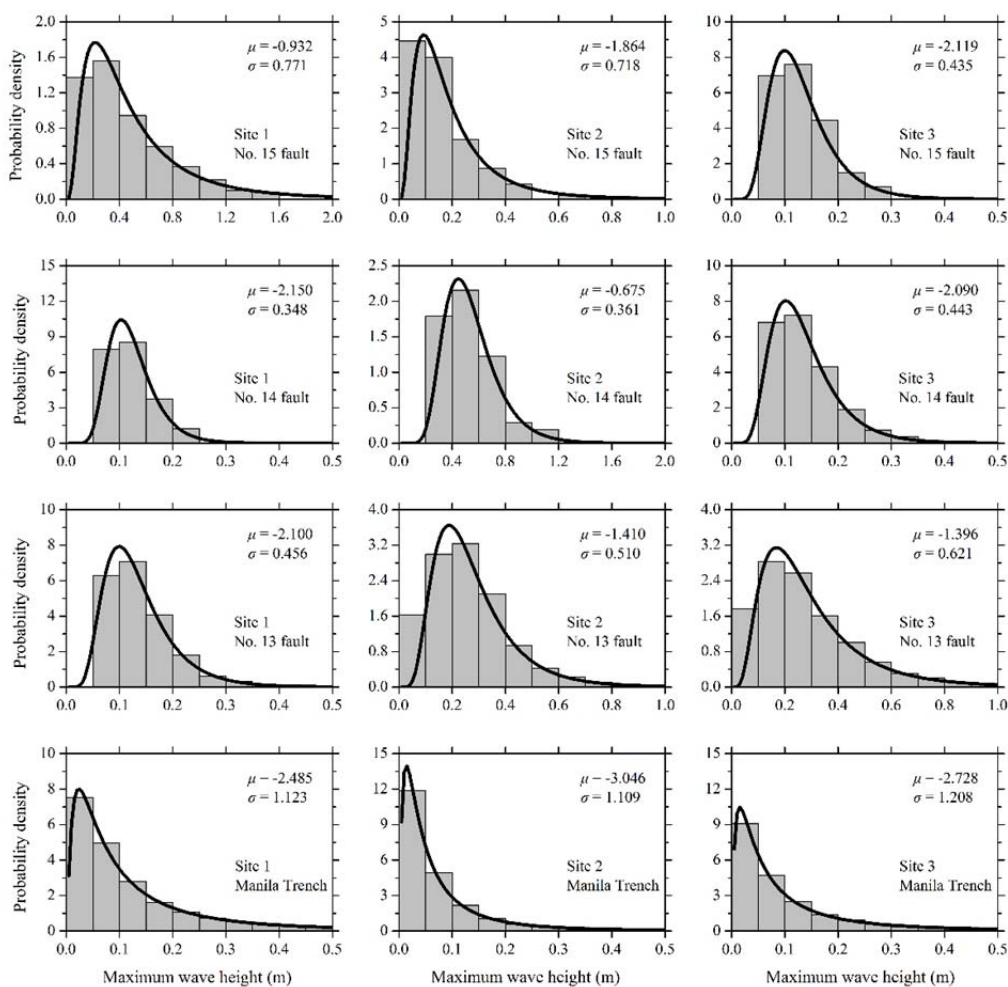
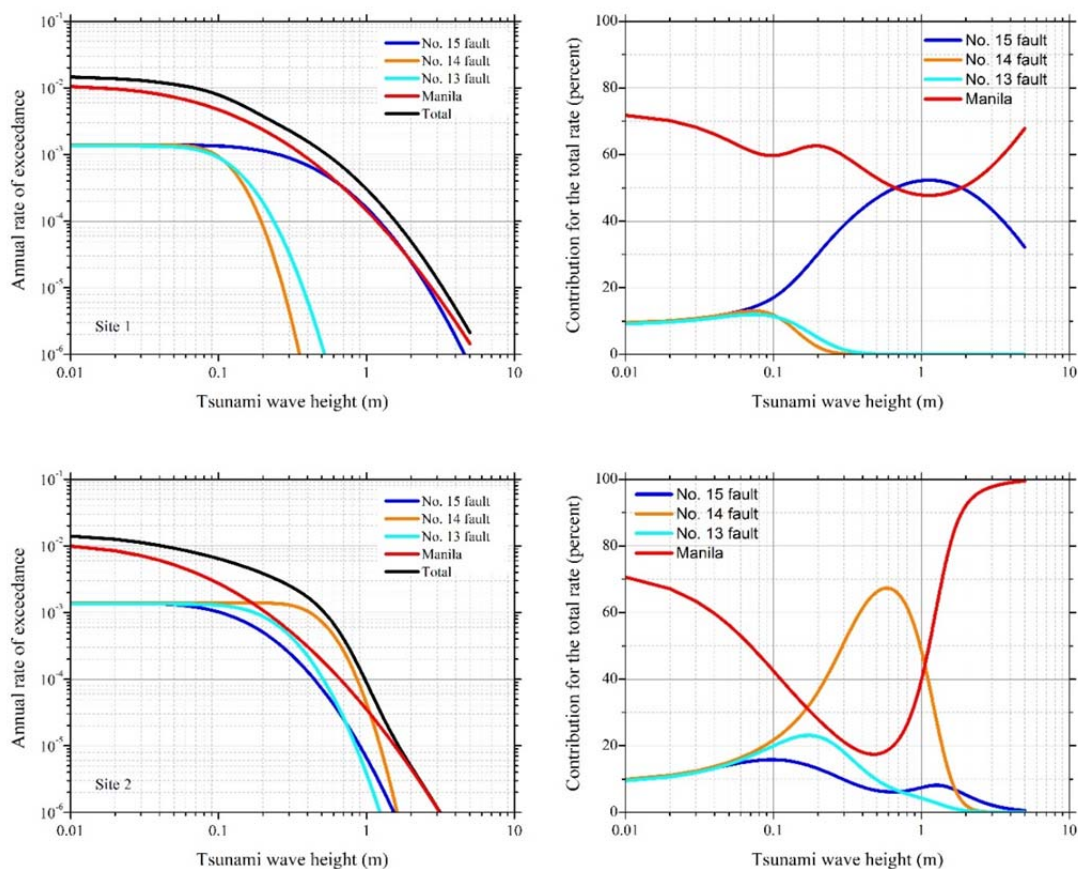


图 4-9 13,14,15号潜源随机产生的50个地震样本在1#, 2#和3#场点最高波高统计图和曲线拟合, 深色线条为拟合所得概率累积曲线。

对比马尼拉潜源与其他三个局地潜源，发现虽然马尼拉潜源震级上限高，但是马尼拉在观测点造成的海啸波高多集中于 0.0m-0.1m 区间内，低于局地潜源海啸波高聚集的 0.05m-0.2m 区间。因为马尼拉潜源距离观测点较远，海啸波经长距离传播后，衰减较大。且马尼拉潜源走向接近垂直于我国海岸线，传到我国海

岸的海啸能量较少，所以，海啸波高小于局地潜源，说明距离和走向对海啸作用的影响还是较大的。对比 15#潜源在 1#，2#，3#观测点产生的波高，发现 15#潜源在 1#，2#点产生的海啸波高，大于 3#点的海啸波高。虽然三个点都距离 15#潜源很近，但 1#，2#点直面 15#潜源，海啸产生后，相较于直接传到这两处，海啸波需要经过反射后才能传到 3#点，因此，1#，2#点的海啸波高大于 3#点。同样的情况，出现在 14#潜源对三个观测点的作用上，而在马尼拉潜源在这三个点造成的海啸波高差异不大，说明对于近海潜源，海啸波高对位置的敏感性较大，这与我们第二章的结论相一致。

根据式(4-4)，式(4-5)，式(4-6)，得到各潜源在观测点造成的海啸波高超越概率曲线及 1#，2#，3#场点的最终海啸年超越概率。根据式(4-7)，得到各个潜源对超越概率的贡献。



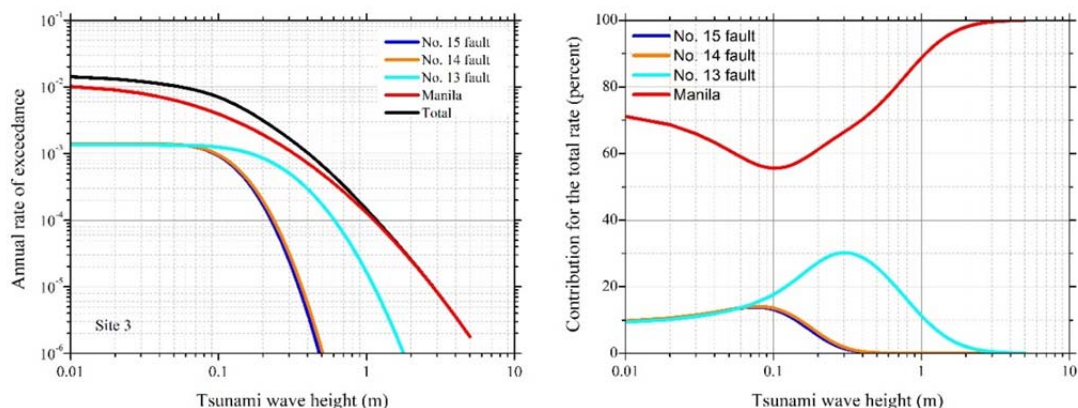


图 4-10 1#, 2#和3#场点的年超越概率, 各个潜源对各场点年超越概率的贡献率。

图中可见, 1#, 2#, 3#场点的海啸波高年超越概率都主要贡献于马尼拉潜源, 是因为马尼拉潜源的地震年发生率较高, 由前一章可知, 马尼拉潜源地震年发生率大约为局地潜源的 10 倍左右。在 0.1-1m 区间, 马尼拉潜源的贡献率降低, 由上文分析可知, 0.1-1m 区间是局地潜源海啸波高的聚集区, 所以, 导致马尼拉潜源的贡献率降低。

对于局地潜源来说, 1#场地的海啸波高年超越概率的主要贡献源于 15 号潜在海啸源, 2#场地源于 14 号潜在海啸源, 3#场地源于 13 号潜在海啸源, 主要与其地理位置分布有关 (见图 3-2)。值得注意的是, 2#场地对于波高大于 1m 的年超越概率, 14 号潜在海啸源的贡献率随波高逐渐降低, 而 15 号潜在海啸源的贡献率却逐步升高。事实上, 15 号潜在海啸源在 2#场地引起的波高是小于 1m 的 (见图 4-9), 且马尼拉潜在海啸源在这三个场点引发的海啸也是小于 1m 的, 大于 1m 的波高累计分布函数是通过外延计算得到的, 这种做法是否合理, 是否需要 1m 位置作截断处理还需要后续深入研究。

1#场地的波高超过 0.5m 的年发生率约为 5×10^{-4} , 2#场地约为 8×10^{-4} , 3#场地约为 1.5×10^{-4} 。2#场地主要受 14 号潜在海啸源 (垂直面向 2#场地) 的贡献之外, 由于其位于 15 号和 13 号潜在海啸源中间, 也同时受其贡献影响 (图 4-10 所示), 因而其年发生率最大; 1#和 3#基本上分别只受 15 号和 13 号潜在海啸源贡献影响, 因而年发生率要小于 2#; 同时, 3#场地距 13 号潜在海啸源相对较远 (见图 3-2), 因而其年发生率自然要小于 1#和 2#, 这种影响对于波高超过 1.0m 的年发生率也是如此。

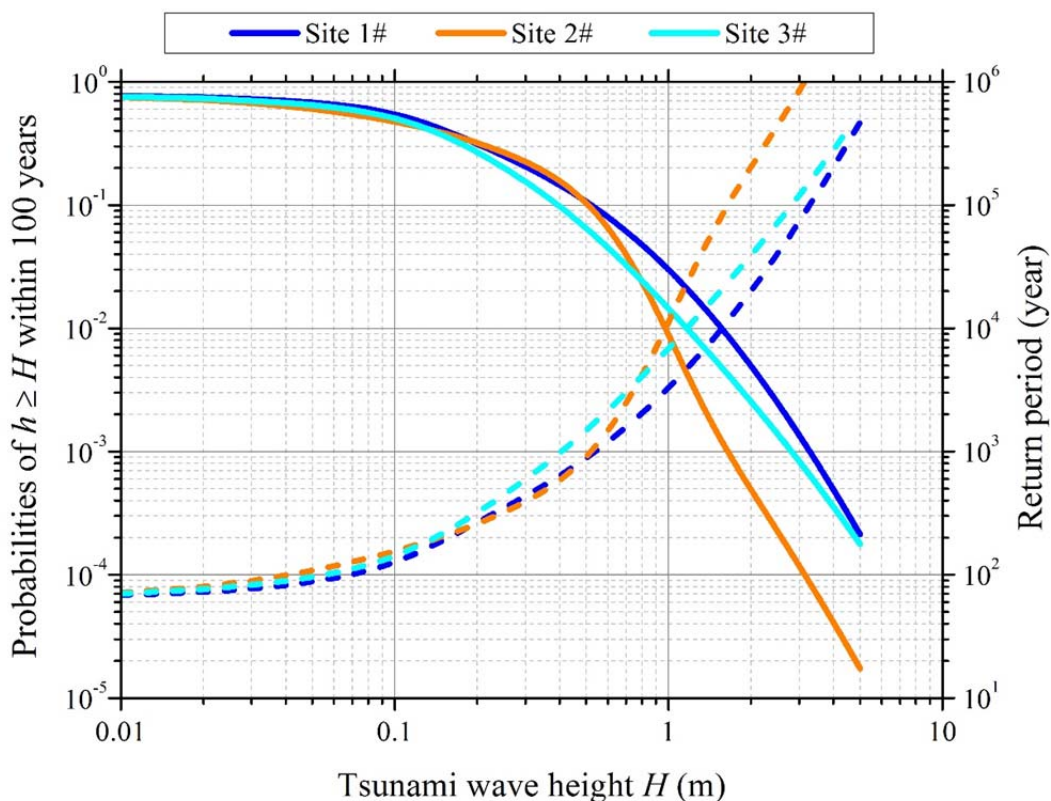


图 4-11 1#, 2#, 3#场地对应海啸波高的100年超越概率和重现期

根据式(4-5)可以求得 4#-6#场地遭遇不同海啸波高的重现期, 1#-3#场地在 0-1m 区间内 100 年超越概率相同, 这是因为 1#-3#点主要受 14 号, 15 号潜源影响, 这三个场地距离潜源较近, 所以, 超越概率差别不大。2#场地在大于 1.0m 的区间超越概率小于 1#和 3#场地, 因为超过 1.0m 的区间都是由函数外延得来, 真实性存疑。

4.4.2 台湾海峡

由第二章设定海啸模拟可见, 14、15 号潜在海啸源影响范围有限, 对于台湾海峡的 4#、5#、6#观测场地几乎没有影响 (图 2-8、图 2-9)。因而这里仅考虑 8-13 号潜源进行 PTHA 计算。

计算过程与上述 1#、2#、3#场地相同, 得到了分别由 8-13 号潜在海啸源在场地 3#、4#和 5#引起的海啸最大波高分布的概率密度函数, 见图 (4-12)。与图 (4-9) 一样, 拟合的概率密度函数曲线与通过 μ 和 σ 计算的离散值较吻合, 进一步验证了海啸波高值符合对数正态分布。

对于 4#、5#观测点来说, 9 号-13 号潜源在观测点引发的海啸波高大于 8 号潜源, 因为 8 号潜源距离这两个观测点较远, 且 8 号潜源走向平行于观测点与潜源的连线, 海啸的能量要经过反射之后才能传到这两点, 所以, 8 号潜源对 4#、

5#点的影响较小。和珠江口的情况一样，马尼拉潜源在台湾海峡地区的海啸波高远远小于局地潜源。由于对台湾海峡地区有影响的潜源（9号-11号潜源）震级上限较高，所以在该地区的海啸波高比珠江口较高。

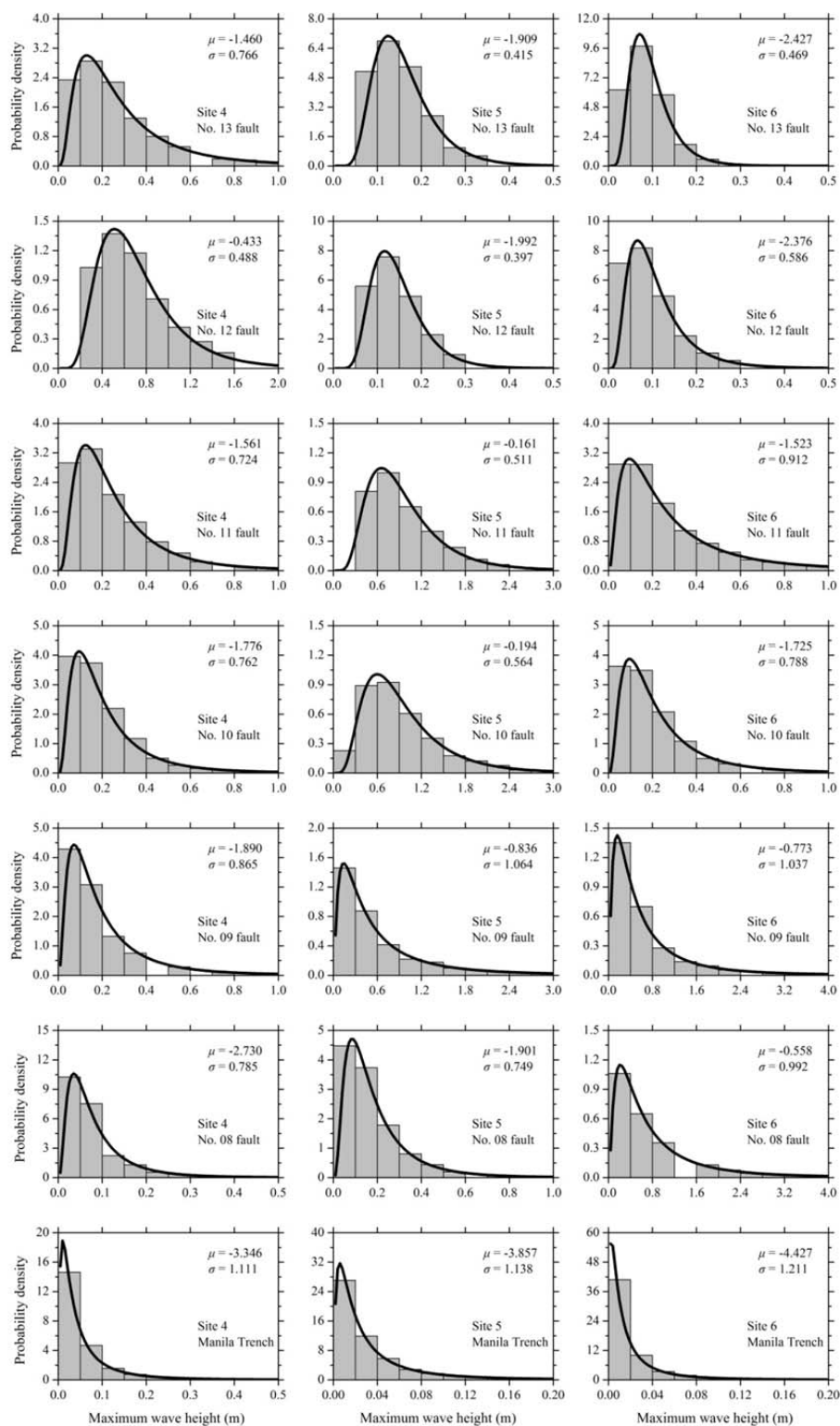


图 4-12 8,9,10,11,12,13号潜源和马尼拉潜源随机产生的地震样本在4#, 5#和6#场点最高波高统计图和曲线拟合，深色线条为拟合所得概率累积曲线。

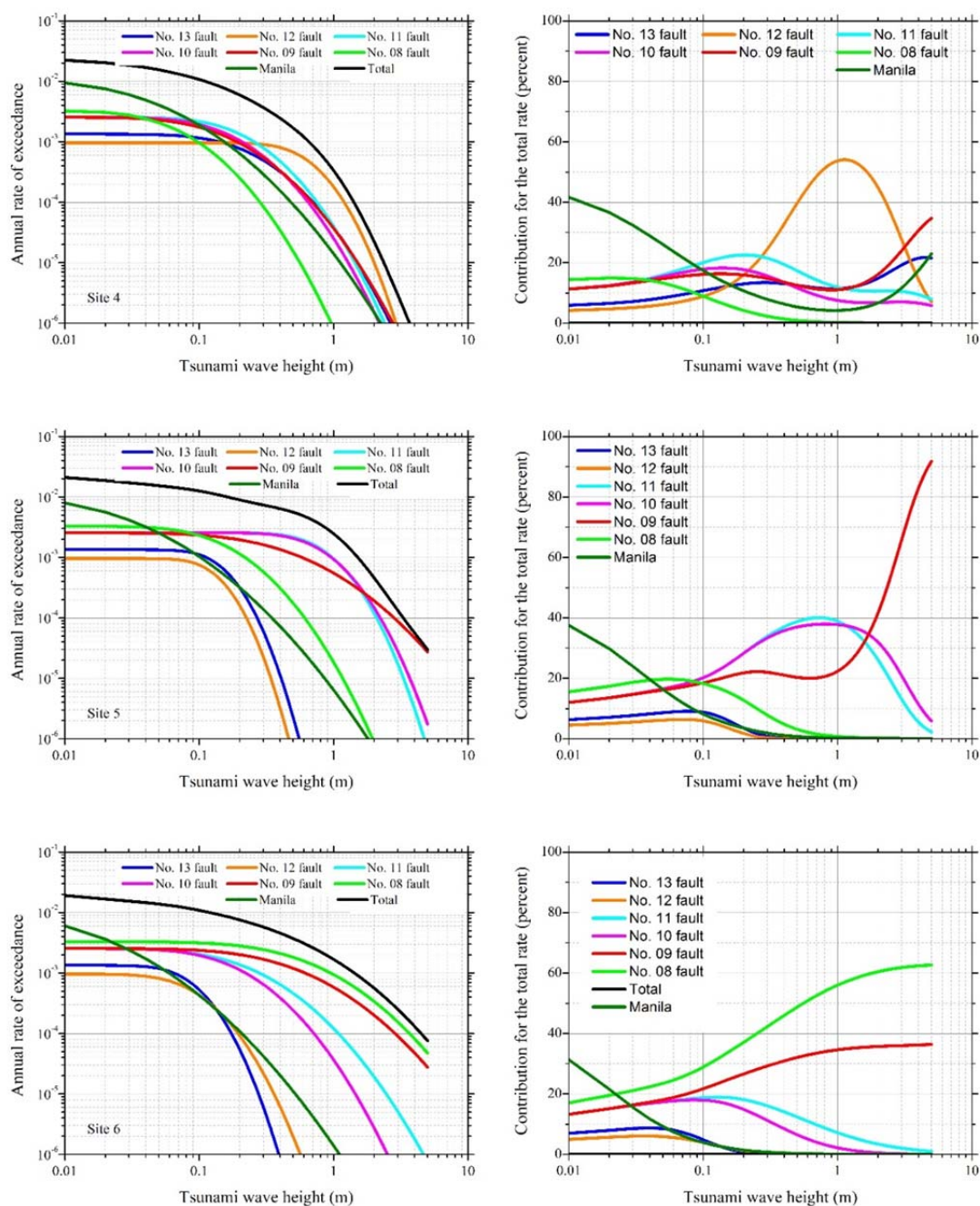


图 4-13 4#、5#和6#场点的年超越概率（左），各个潜源对各场点年超越概率的贡献率。

图 4-3 给出了分别由 8-13 号潜在海啸源及马尼拉潜在海啸源在 4#、5#和 6#场地引起的海啸最大波高年发生率，以及综合所有潜源贡献计算的总的年发生率，同时还给出了各潜源的贡献率。

4#场地在波高 0.3m-2.0m 之间主要受 12 号潜源影响，这是场地 4#正好垂直面向 12 号潜源（见图 3-2）；在小于 0.3m 区间，12 号潜源对其贡献较小，主要是其地震年发生率较低的缘故（见表 3-1）；而大于 2.0m，9 号和 13 号潜源的

贡献率逐渐增加并超过 12 号潜源。事实上 9 号、12 号以及 13 号的潜源引起的波高都是小于 2.0m 的（图 4-12），其大于 2m 的波高年超越概率是通过 2m 以内的数据外延得到，这一现象与 2#场地相似（图 4-9），是否合理需进一步论证。

5#场地波高主要受 9 号、10 号、11 号潜在海啸源影响，因为其位置正好垂直面向这三个潜源（见图 2-1）；6#场地波高主要受 8 号、9 号潜在海啸源影响，原因也是其位置正好垂直面向 8 号潜源，而距 9 号潜源较近（见图 2-1）。

图中可见，波高小于 0.2m 时，4#场地的年发生率与 5#、6#场地接近；而当波高大于 0.5m 时，其年发生率显著小于 5#、6#场地，甚至波高等于 1.0m 时，已相差一个数量级；5#、6#场地的年发生率曲线较为一致。这是由于对 4#场地贡献最大的 12 号潜源的震级上限为 $M_w 7.5$ ，而影响 5#场地的 9、10、11 潜源以及影响 6#场地的 8 号潜源震级上限达到 $M_w 8.0$ 。

场地 4#，5#，6#在 0-0.1m 之间主要受马尼拉潜源的影响，是因为马尼拉潜在海啸源引发的海啸在台湾海峡波高较小，且马尼拉潜源地震年发生率较高，在该区间贡献率较高。但在 0m-1.0m 区间内，马尼拉的影响较低，低于局地潜源，主要是因为马尼拉潜源距台湾海峡较远，并且与该地区海岸线有较大夹角，海啸波衰减较大。

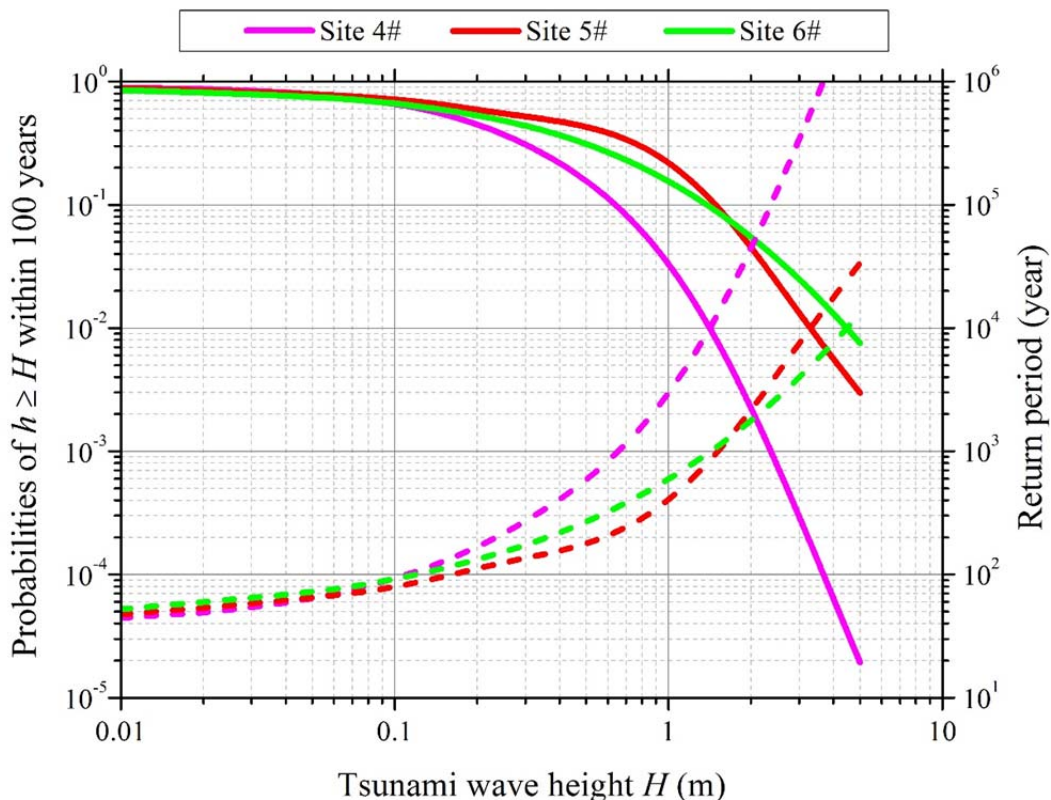


图 4-14 4#，5#，6#场地对应海啸波高的100年超越概率和重现期

根据式(4-7)可以求得 4#-6#场地遭遇不同海啸波高的重现期, 根据式(4-6)求得 100 年内个场地海啸波高超越给定高度值的概率, 记过如图所示。可以看到, 在 0-0.1m 波高区间内, 各点的超越概率相同。在大于 0.1m 的区间, 超越概率开始分化, 其中 4#场地超越概率小于 5#和 6#场地, 因为 4#点主要受 12#, 13#潜在海啸源的影响, 而 12#, 13#海啸源的震级上限为 $M_w7.5$, 小于 8#-11#潜在海啸源的震级上限 ($M_w8.0$)。

4.4.3 讨论

表 4-1 给出了这 6 个观测场地当海啸波高大于 0.5m 及 1.0m 的重现期以及 100 年内的发生概率, 同时还给出了与这 6 个观测场地地理位置相近的城市或港湾。可以发现, 位于台湾海峡的厦门、泉州地区 100 年内海啸波高大于 0.5m 的概率竟然高达 43.2%和 31%, 波高大于 1.0m 的概率也有 21.8%和 15.5%。要知道本文的观测点位于离陆地一定距离的水深为 10m 的地方, 如果考虑港湾内波浪的汇聚以及陆地爬高的放大效应, 这一地区的海啸危险性将更高, 值得引起重视。

相比厦门、泉州地区, 位于珠江口的澳门、香港地区海啸危险性并不是很高, 波高大于 0.5m 的海啸重现期需要 1000 年以上; 大亚湾地区更是需要 5000 年以上。

表 4-1 各场点及代表城市波高大于0.5m和1.0m的概率和重现期

| 观测场点 | 代表城市 | $P(h \geq H, t = 100 \text{ years})$ | | $R(h \geq H)$ | |
|------|------|--------------------------------------|-----------------|-----------------|-----------------|
| | | (%) | | (year) | |
| | | $H=0.5\text{m}$ | $H=1.0\text{m}$ | $H=0.5\text{m}$ | $H=1.0\text{m}$ |
| 1# | 澳门 | 10.7 | 3 | 886 | 3288 |
| 2# | 香港 | 10.4 | 0.8 | 910 | 11273 |
| 3# | 大亚湾 | 6.5 | 1.4 | 1488 | 6864 |
| 4# | 汕头 | 15.6 | 3.3 | 589 | 2988 |
| 5# | 厦门 | 43.2 | 21.8 | 176 | 405 |
| 6# | 泉州 | 31 | 15.5 | 622 | 595 |

对比珠江口地区和台湾海啸地区的海啸危险性。在 0m-0.1m 区间, 二者都是受马尼拉影响较大, 所以海啸危险差别不是很大, 因为马尼拉潜源在两地引发的海啸波都聚集于 0.0m-0.1m 区间 (图 4-9, 图 4-12), 由于马尼拉潜源年发生率较高, 所以该区间内马尼拉潜源影响较大。在 0.1m-1m 区间, 台湾海峡主要受局地潜源影响, 珠江口地区仍受马尼拉潜源影响, 导致危险性曲线不同。

整体来说, 台湾地区海啸危险性高于珠江口地区, 这是因为台湾地区海啸危险主要来源于局地潜源, 并且该地区潜源震级上限较高, 而珠江口地区由于局地

潜源震级较低 ($M_w 7.5$)，主要受马尼拉潜源影响 (图 4-10)，虽然马尼拉潜源震级上限较高，但由于距离较远，并且与海岸线夹角较大，未能对该地区造成较大威胁。

4.5 本章小结

本章根据第二章确定的海啸潜源和第三章确定的潜源活动性结果，对我国东南沿海局地潜源进行了 50 次震级，震中 Monte Carlo 取样，对马尼拉潜源进行了 600 次震级，震中 Monte Carlo 取样，并对地震样本进行数值模拟。根据模拟结果，给出两个地区的海啸危险性结果，对比了两地的海啸危险性，对各潜源在其中的作用做了分析。结果显示，我国台湾海峡地区主要受局地潜源影响，由于潜源震级上限较高，所面临的海啸风险高于珠江口地区。珠江口地区主要受马尼拉潜源影响，由于距离较远，海啸风险较低。

第五章 参数不确定性的处理

5.1 引言

在传统的 PTHA 中，震源参数，或是取历史记录的高频值，或是取最危险的值，或是断层结构调查的值，虽然都有一定的依据，但是这种方法忽视了地震的随机性，最终影响到海啸危险性曲线。在之前的 PTHA 研究中，通常利用中位值或是优势取值进行模拟，但是优势值只是在参数取值取值概率较大，最终结果只是发生概率较大的一种情况，这样的取值并不能很好的考虑到参数的取值不确定性，也不能满足工程上对不同概率水平的危险性分析。因此，我们需要在 PTHA 中考虑参数的不确定性及它对危险性结果的影响。

5.2 不确定性参数

第一章给出的海啸危险性分析的函数，其中涉及多个参数，各国学者对每个参数不同取值对海啸波高的影响做了不少研究^[20, 48, 91, 93, 111]，由这些研究可知，地震参数与海啸波高的关系不是线性的，多个参数变化的影响下，海啸波高变化更为复杂。而地震发生时，其震源参数是不可知的，可能取到任意的值，这就涉及到参数的不确定性。

不确定性根据性质分为而不确定参数根据其属性分为两类：随机性参数（Aleatory uncertainty）和理性不确定性参数（Epistemic uncertainty）^[57]。

随机不确定性参数是由自然现象的随机性所产生的，如掷骰子，在计算中无法避免，一般通过概率分布分析其对最终结果的影响。认知不确定性也叫理性不确定性，是由于我们对模型，相关知识的不足而产生的不确定性，可以通过研究的深入而缩小其变化范围。随机不确定性和认知不确定性并不是两个独立的类别，而是不确定性的两个状态。随着研究的深入，会有理性不确定性的规律被发现，从而转为随机不确定性，甚至进而转为确定性参数。也会有更多的影响海啸的参数被发现，从而增加不确定性的数量。下表列出了两种不确定性的区别：

表 5-1 不确定性分类

| | Randomness (随机性) | Uncertainty (不确定性) |
|----|-----------------------|----------------------------|
| 原因 | 源自于自然现象自身随机性，不可避免的 | 认识不足导致的不确定性，能通过研究的深入减少 |
| 表现 | 体现在参数的确定 | 体现在理论，模型，方法的选取 |
| 取值 | 随机性由概率分布确定 | 不同的方法 |
| 例子 | 取值的变异性 倾角，滑移角，破裂面积 | 模型的差别（经验公式的选取） 破裂模型的选取。 |

从上表可以得出，理性不确定性主要是由于模型不确定引起的不确定性，而

随机不确定性主要体现在取值的不确定方面。

5.3 PTHA 中不确定参数分类

在海啸危险性计算，由于地质构造的不明确和地震的随机性，其中包含了大量的不确定参数，既有随机不确定性参数，也有随机性参数。

在 PSHA 中，不确定性分析比 PTHA 起步较早，许多学者对其中不确定性处理做了大量的研究^[24, 35, 83]，相对较为成熟。kulkarni 把这两种不确定性称为自身不确定性（inherent uncertainty）和统计不确定性（statistical uncertainty），以便更好的与 PSHA 结合^[68]。McGuire 根据性质，对 PSHA 中不确定性参数进行了分类：

表 5-2 PSHA 中不确定性分类^[44]

| 随机不确定性 | 理性不确定性 |
|----------------|---------------------|
| 震中位置 | 潜源和破裂的地质构造 |
| 震源特点 | 各参数的分布模型（b 值，最大震级等） |
| 给定中值之后的地震动参数 | 给定震源特性时地震动平均值 |
| 破裂细节（方向性，时间次序） | 地震动限值 |

近些年，也有学者对 PTHA 中部分参数进行了研究，Thio 在计算加利福尼亚海啸危险性时，也对其中部分参数做了不确定性分类，把倾角，滑移角不确定带来的海啸波高不确定性作为随机不确定性，并假设海啸波高在这些参数影响下服从正态分布，计算了加利福尼亚的海啸危险性^[113]。把 PTHA 中不同的地震活动性模型作为理性不确定性。Selva 在分析日本沿海海啸危险性时，把相同地震参数得出海啸波高的变化作为随机确定性，把不同的地震年发生率分布类型作为理性不确定性^[108]。

根据上文给出的先关参数确定方法及性质，本文对 PTHA 中涉及参数按性质进行分类。表 5-3 给出了个参数的类别，并给出了在之前 PTHA 中的处理方式。

表中不确定性参数较多，因为虽然很早就开始对地震及潜源的研究，但对于较大地震的重现期来说，地震记录仍然是较短的。其次，地震较强的随机性，参数较多，过程复杂。另外，相比于陆地潜源，海底断裂带地质构造相关研究较少，造成海啸潜源参数不确定性更多。第一章，已经总结了多年来学者的研究成果以及 PTHA 中参数的确定方法。

表 5-3 PTHA中设计参数的类型及处理方法

| 参数 | 参数 | 性质 | 处理方法 |
|--------|--------|-----------|-------------|
| 传播模型 | 海底变形模型 | Epistemic | Okakda |
| | 流体计算模型 | Epistemic | COMCOT |
| 水深数据 | 海底高程数据 | 确定值 | 0.5min |
| 年发生率 | 拟合方法 | Epistemic | 不考虑 |
| | 年发生率 | Aleatory | 不考虑 |
| 潜源参数 | 走向 | 确定值 | 确定值 |
| | 震级上下限 | Epistemic | 根据断裂带规模确定 |
| | 位置 | 确定值 | Monte Carlo |
| 震源参数 | 震源模型 | Epistemic | 统一模型 |
| | 震中位置 | Aleatory | Monte carlo |
| | 深度 | Aleatory | 根据历史地震记录 |
| | 破裂面宽度 | Aleatory | 经验公式 |
| | 破裂面长度 | Aleatory | 经验公式 |
| | 滑移角 | Aleatory | 历史地震 |
| | 倾角 | Aleatory | 历史地震 |
| | 破裂速度 | Aleatory | 同时与按一定破裂时序 |
| | 滑移量 | Aleatory | 经验公式 |
| 海啸波高分布 | 分布类型 | Epistemic | 对数正态 |

5.4 逻辑树与事件树

在 PSHA 中,对于随机不确定性,在衰减关系中代入概率分布函数解决^[23, 44],但是对于 PTHA 中,没有波高与震级的公式可以参考,每个场点的任一样本对应的波高值都是通过数值模拟得来,无法代入不确定性参数的取值分布,所以这一方法不能用。针对不确定性,在之前的 PTHA 中,一般采用 Monte Carlo 取样方法^[15, 109],杨智博利用 Monte Carlo 对震级震中随机采样,并与传统的 PTHA 结果进行比较,发现二者计算结果一致^[9]。Hoffman 也提出过利用二维 Monte Carlo 取样在风险分析中考虑不确定性^[57]。但是如果每个不确定参数都以这种方式取样,会导致计算样本体量巨大,计算量以指数增长,不容易实现。因此,本文针对 Aleatory 和 Epistemic 不确定性,提出分别采用逻辑树和事件树考虑不确定性对危险性分析的影响。

对于理性不确定性,通常采用逻辑树。理性不确定性由每各节点之后不同的计算模型分支代表,每一支的权重代表模型的可信度。一条完整的逻辑树分支,从左到右,确定一个完整的计算模型。逻辑树已经在许多的风险分析中被广泛应用^[22, 43, 68, 81, 85, 89],Annaka 用逻辑树,给出了日本沿海的海啸危险性曲线^[19]。Sgrünthal 利用逻辑树研究了 PSHA 结果对个参数的敏感性。

对于随机不确定性,采用事件树分析。事件树分析用于计算潜在危险带来的损害,最早应用于核电站^[18],逐渐推广于化工,交通安全性评估^[17, 76]。事件树每一节点的每一支,都代表可能发生的情形,相应的,每一支的权重,都代表发

生的概率。在事件树中从左到右每一支完整的路线，完整的代表了一种情况的结果，根据事件树各分支的权重，通过贝叶斯公式。可以得到每一种情况发生概率。

逻辑树和事件树在结构上是一样的，但在概念上去不同，事件树节点后每一个分支都代表一种情况有自己的发生概率，逻辑树每一节点后每一支代表一种假设或是模型，每一支权重代表的是可信度。虽然二者在计算方法的处理方式上相似，但是概念不同。完整的不确定性分析，包括事件树和逻辑树两种，根据上文提到的两种不确定性的概念，事件树嵌套于逻辑树之后的每一支中。

5.5 Manila 危险性计算

本文对马尼拉潜源产生的海啸研究，因为 PTHA 中变形模型，流体计算模型等理性不确定变量研究相对较少，没有明确的可信度研究，因此，本文以马尼拉为例，只对破裂面场，宽，滑移量，倾角，这三个随机不确定性参数讨论，利用事件树的方法，给出在不同可信度下的海啸波高超越概率，并对三个因素对海啸危险性曲线的影响作比较，为之后更广泛的讨论其他不确定参数提供一个方法。

5.5.1 倾角，滑移角拟合

因为事件树每个节点只能分出若干支可能性，对于滑移角，倾角连续的两，首先需要建立取值模型，然后对其进行离散化，确定事件树节点后续各支的取值和概率。

上文给出了马尼拉潜源的统计区域。该区域地震历史记录较多，最早的可靠地震记录可追溯到 1924 年。根据记录的完整性和可靠性，我们选取 NIEC 给出的从 1977 到 2015 年的地震历史记录^[53]，对滑移角和倾角做统计，给出二者的分布函数，作为马尼拉潜源区的分布模型。

首先对倾角统计并拟合，如下图：

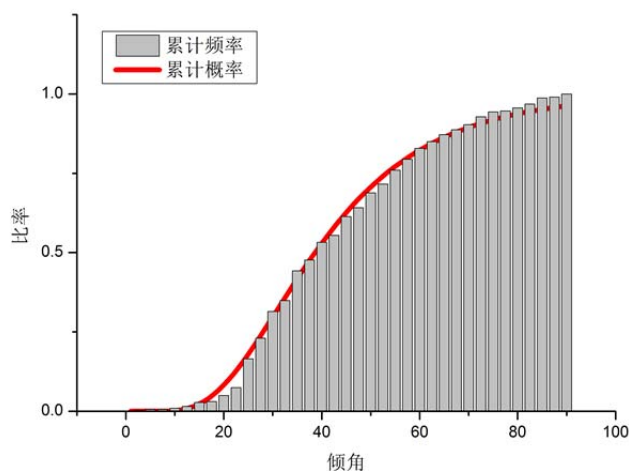


图 5-1 倾角各取值的频率分布（柱状图）和拟合所得累计概率密度函数

图（5-1）根据倾角统计结果，可以看出，倾角分布符合对数正态，求得对数正态均值为 3.65355，方差为 0.474865。我们利用对数正态分布拟合，图（5-1）中红线表示拟合结果，结果显示，二者拟合程度良好。

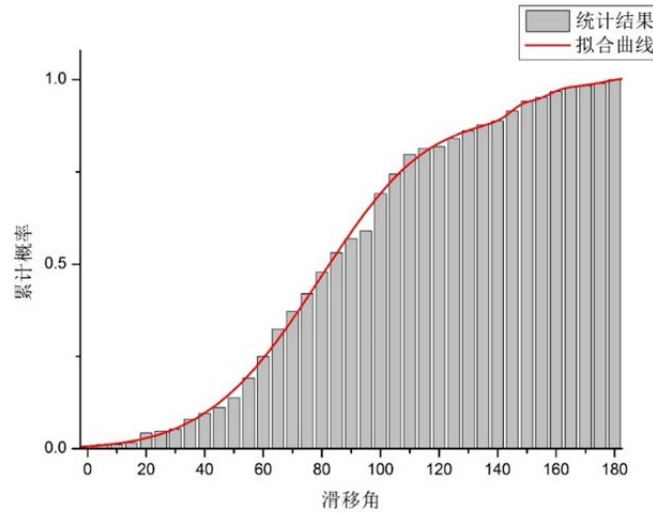


图 5-2 滑移角各取值的频率分布（柱状图）和拟合所得累计概率密度函数

根据上文中能够诱发海啸的地震的条件，本文中，我们只考虑逆冲型地震。我们只对滑移角在 0°-180°的滑移角进行统计拟合。统计结果如图 5-2，显示 50°到 120°累积分布曲线较陡，表示这一区间滑移角分布较多。根据分布情况，我们采取指数函数拟合其密度曲线，曲线函数为：

$$F(x) = - \frac{e^{-\left(\frac{1000x}{5621} - \frac{148200}{5621}\right)^2} \cdot \left(\frac{2000000x}{31595641} - \frac{296400000}{31595641}\right) \cdot 2089}{100000} - \frac{e^{-\left(\frac{10x}{101} - \frac{1603}{101}\right)^2} \cdot \left(\frac{200x}{10201} - \frac{32060}{10201}\right) \cdot 689}{25000} - \frac{e^{-\left(\frac{50x}{2983} - \frac{9755}{2983}\right)^2} \cdot \left(\frac{5000x}{8898289} - \frac{975500}{8898289}\right) \cdot 588}{625} - \frac{e^{-\left(\frac{100x}{5189} - \frac{11190}{5189}\right)^2} \cdot \left(\frac{20000x}{26925721} - \frac{2238000}{26925721}\right) \cdot 6507}{10000} \quad (5-1)$$

结果如图 5-2，显示拟合结果良好。接下来，需要验证式（5-1）是否符合累计概率密度的条件。根据概率密度函数的条件：

- 1，连续可导；
- 2，递增函数；
- 3，在下确界取值为 0，在上确界取为 1；

经验证，拟合所的函数符合上述条件，可以作为概率密度函数表示滑移角分布情况。把式（5-1）作为滑移角分布模型。

5.5.2 构建事件树

由于计算量的限制，事件树分支不能太多，所以，我们对迁移角，倾角取值离散化。由于马尼拉距离于珠江口地区较远，可以看作远海潜源，根据前文提到的研究，倾角，迁移角小幅度的变化对海啸波高影响不大^[47, 93]，所以，本文将二者分为三个区间，每一个区间取一个代表值，这样既保证了合理的计算量，又能在事件树各支上体现差别。根据累计概率密度函数求得每一区间的取值概率作为其代表值的取值概率，即事件树每一分支的权重。

本文中，我们从累计概率密度函数 0%-15%，15%-85%，85%-100%分别取三个区间，利用其 15%，50%，85%处分位数作为代表值，每个值对应权重为 0.15，0.7，0.15。

根据杨智博的研究，马尼拉潜源断裂带规格利用 Papazachos 给出统计的拟合公式，给出了破裂面积，长度的经验公式，并给出了统计的标准差，我们可以确定面积和长度的正态分布模型。考虑到如果破裂面长度和面积同时取到最大值和最小值，会导致破裂宽度和迁移量取值过大或过小，不符合实际情况，同时为了保证地震能量与震级一致，本文将破裂面积作为不确定参数。根据研究给出的破裂面积的经验公式和标准差。我们将破裂面积经验公式±标准差作为代表值，分别代表 15%，70%，15%区间。对应取值概率为 0.15，0.7，0.15。至此，我们确定了本例中考虑的三个不确定性参数，确定了他们的分布情况。并对取值范围进行离散化后，确定了个区间的代表值及取值概率作为事件树节点各分支的权重。

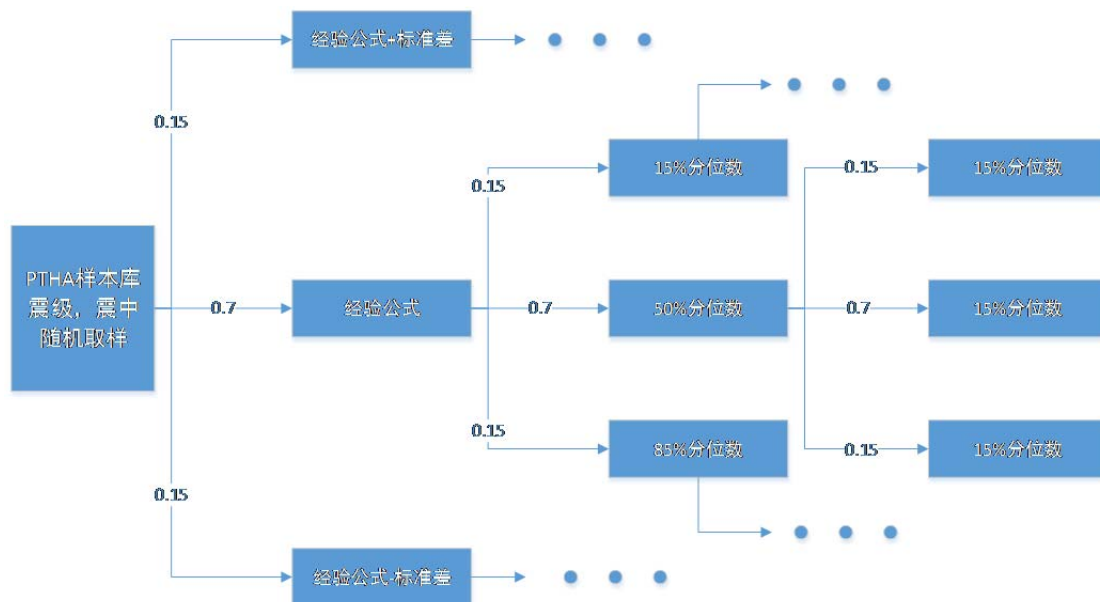


图 5-3 逻辑树样式及各节点分支权重

根据第四章给出的 PTHA 方法，我们先对震中位置和震级进行 Monte Carlo 取样，取样数量为 200。针对每一个样本，分别在其他参数不变的情况下，通过

改变滑移角，倾角，面积依次构建事件树，事件树末端每一支，是一个参数齐全的地震事件样本。可以得出事件树如图 5-3：

表 5-4 事件树各个分支的倾角，滑移角取值，面积计算公式及每一支权重

| Code | 倾角 | 滑移角 | 面积 | 权重 |
|------|----------|-------|----------------|----------|
| 1 | 38.61152 | 48.7 | $\mu - \sigma$ | 0.003375 |
| 2 | 38.61152 | 48.7 | μ | 0.01575 |
| 3 | 38.61152 | 48.7 | $\mu + \sigma$ | 0.003375 |
| 4 | 38.61152 | 82.6 | $\mu - \sigma$ | 0.01575 |
| 5 | 38.61152 | 82.6 | μ | 0.0735 |
| 6 | 38.61152 | 82.6 | $\mu + \sigma$ | 0.01575 |
| 7 | 38.61152 | 125.7 | $\mu - \sigma$ | 0.003375 |
| 8 | 38.61152 | 125.7 | μ | 0.01575 |
| 9 | 38.61152 | 125.7 | $\mu + \sigma$ | 0.003375 |
| 10 | 24.01515 | 48.7 | $\mu - \sigma$ | 0.01575 |
| 11 | 24.01515 | 48.7 | μ | 0.0735 |
| 12 | 24.01515 | 48.7 | $\mu + \sigma$ | 0.01575 |
| 13 | 24.01515 | 82.6 | $\mu - \sigma$ | 0.0735 |
| 14 | 24.01515 | 82.6 | μ | 0.343 |
| 15 | 24.01515 | 82.6 | $\mu + \sigma$ | 0.0735 |
| 16 | 24.01515 | 125.7 | $\mu - \sigma$ | 0.01575 |
| 17 | 24.01515 | 125.7 | μ | 0.0735 |
| 18 | 24.01515 | 125.7 | $\mu + \sigma$ | 0.01575 |
| 19 | 62.07955 | 48.7 | $\mu - \sigma$ | 0.003375 |
| 20 | 62.07955 | 48.7 | μ | 0.01575 |
| 21 | 62.07955 | 48.7 | $\mu + \sigma$ | 0.003375 |
| 22 | 62.07955 | 82.6 | $\mu - \sigma$ | 0.01575 |
| 23 | 62.07955 | 82.6 | μ | 0.0735 |
| 24 | 62.07955 | 82.6 | $\mu + \sigma$ | 0.01575 |
| 25 | 62.07955 | 125.7 | $\mu - \sigma$ | 0.003375 |
| 26 | 62.07955 | 125.7 | μ | 0.01575 |
| 27 | 62.07955 | 125.7 | $\mu + \sigma$ | 0.003375 |

表中 μ 为利用 Papazachos 给出的经验公式直接得出的面积值， σ 为统计所得标准差，取 $\sigma = 0.25$ 。其中 μ 由式(5-2)确定：

$$\log S = 0.86M - 2.82 \quad 6.7 \leq M \leq 9.2 \quad (5-2)$$

为了保证在改变破裂面面积之后，破裂面长，宽根据(5-3)，(5-4)确定

$$\log L = 0.55M - 2.19, \quad 6.7 \leq M \leq 9.3 \quad (5-3)$$

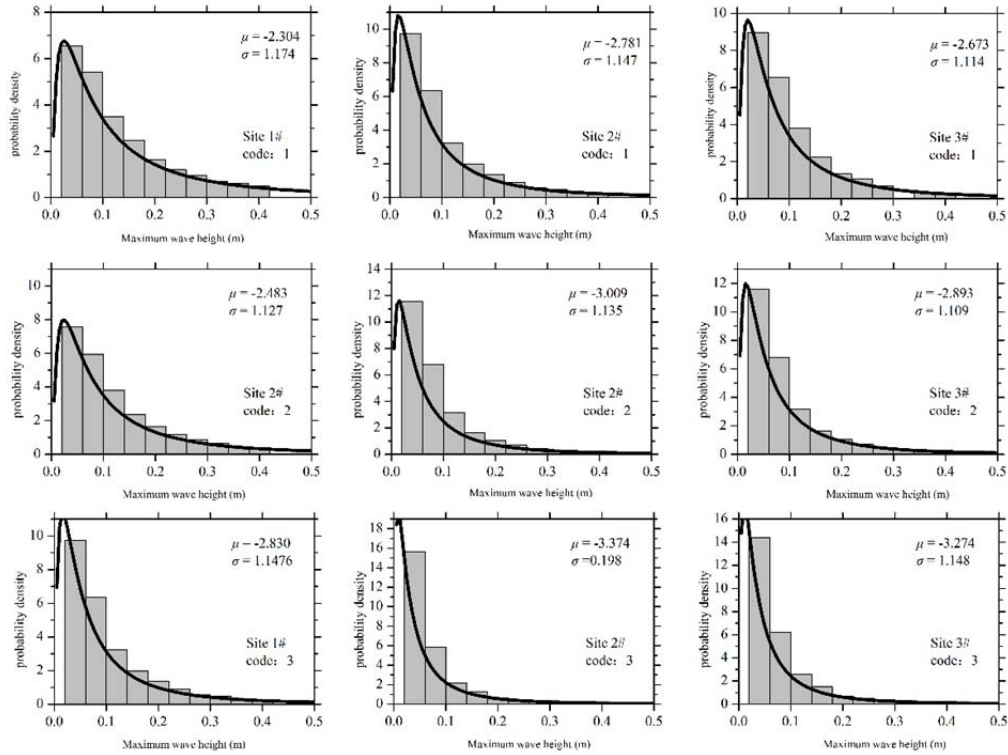
$$S = L \cdot W \quad (5-4)$$

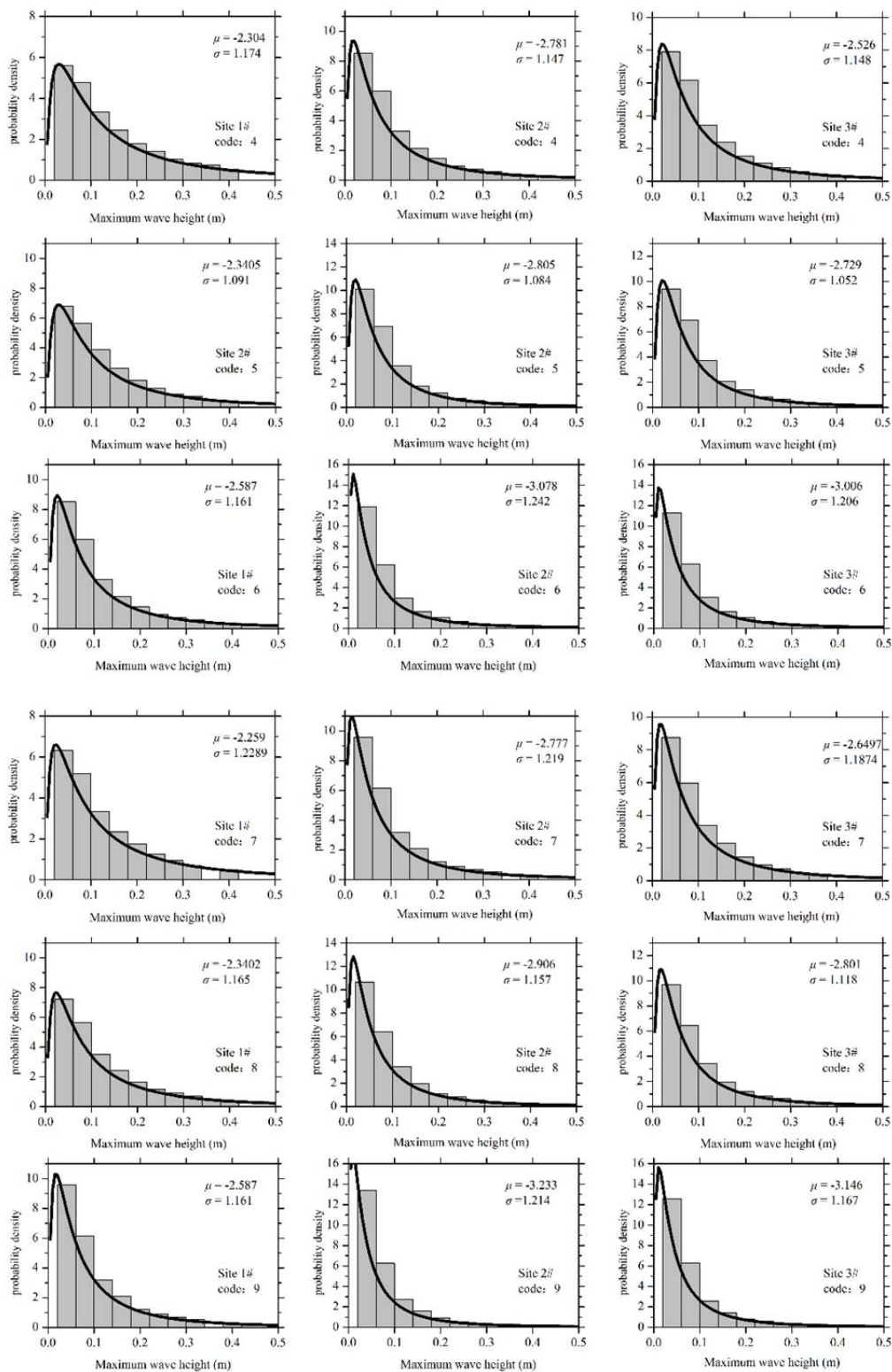
为了保证在改变破裂面面积之后，地震震级不变，利用根据式(2-1)计算破裂面滑移量。

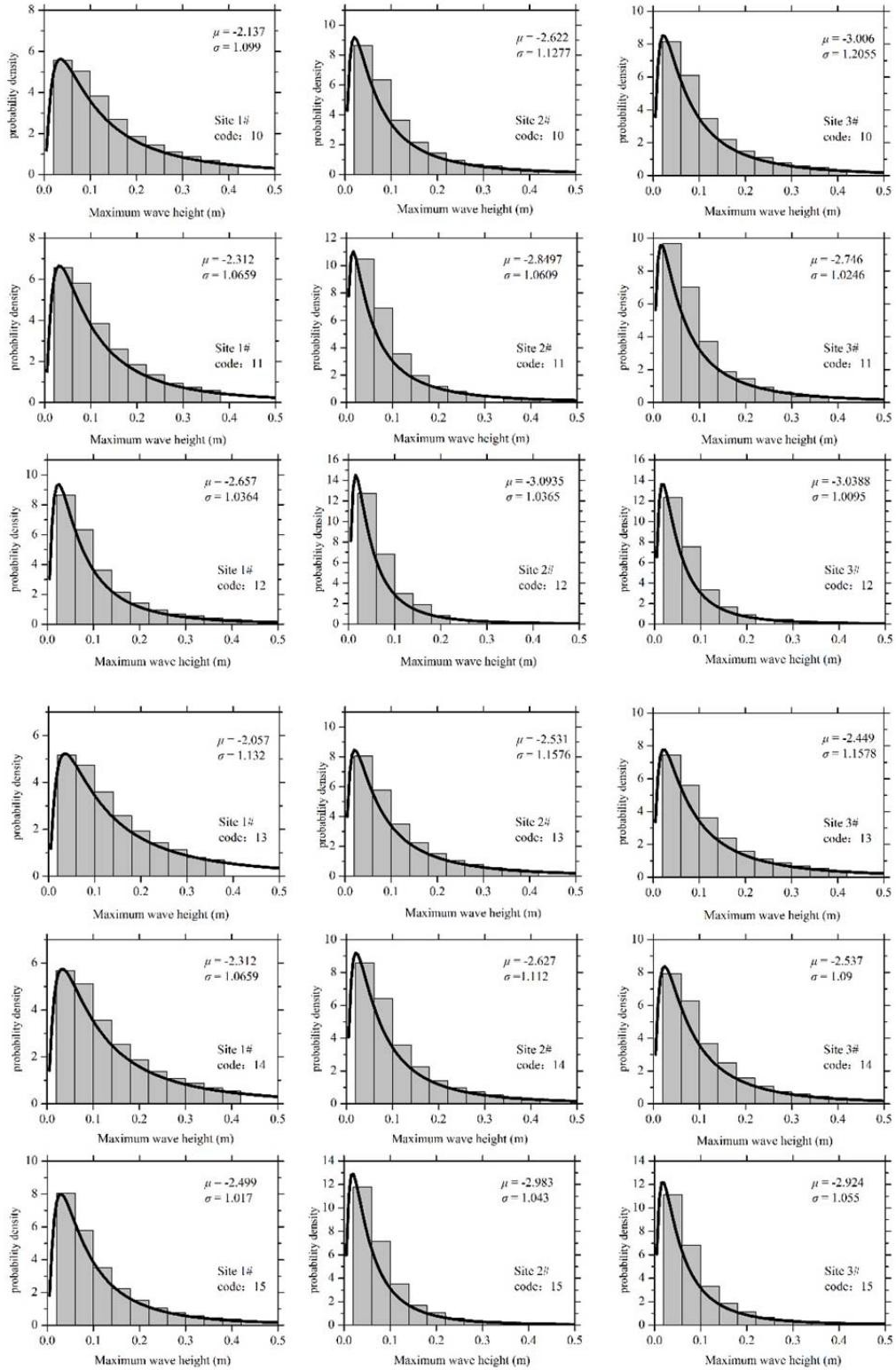
5.5.3 数值模拟及结果

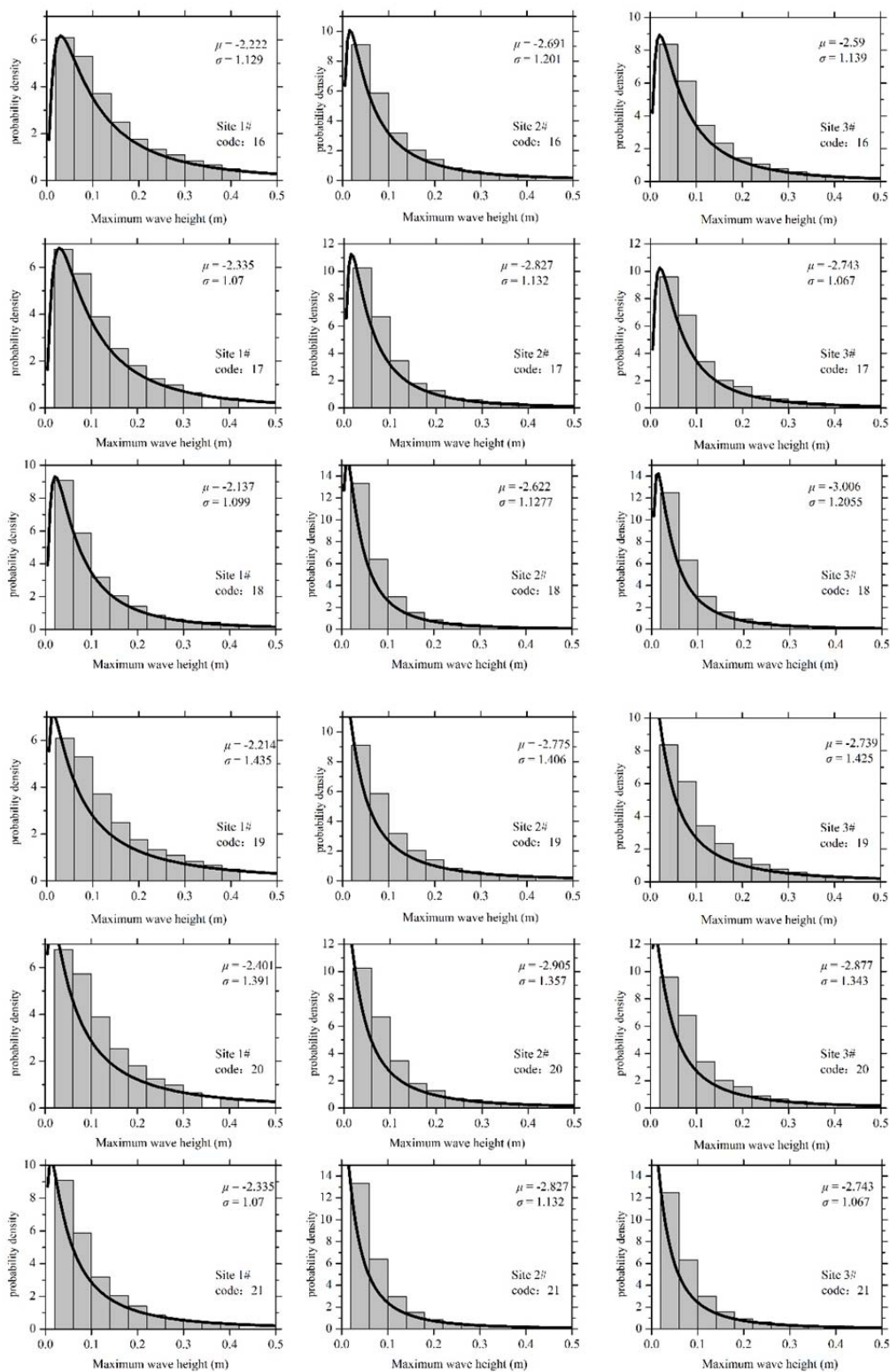
确定震源参数后，利用 COMCOT 对这 200×27 个样本进行数值模拟。对于任一场点，每一支末端都能得到 200 个样本的最高波高。拟合得出在各支情况下海啸波高分布图（图 5-4）。

我们选取珠江口的三个观测点为例。和第五章一样，对珠江口三个观测点监测到的最高波高进行拟合，拟合结果如图 5-4：









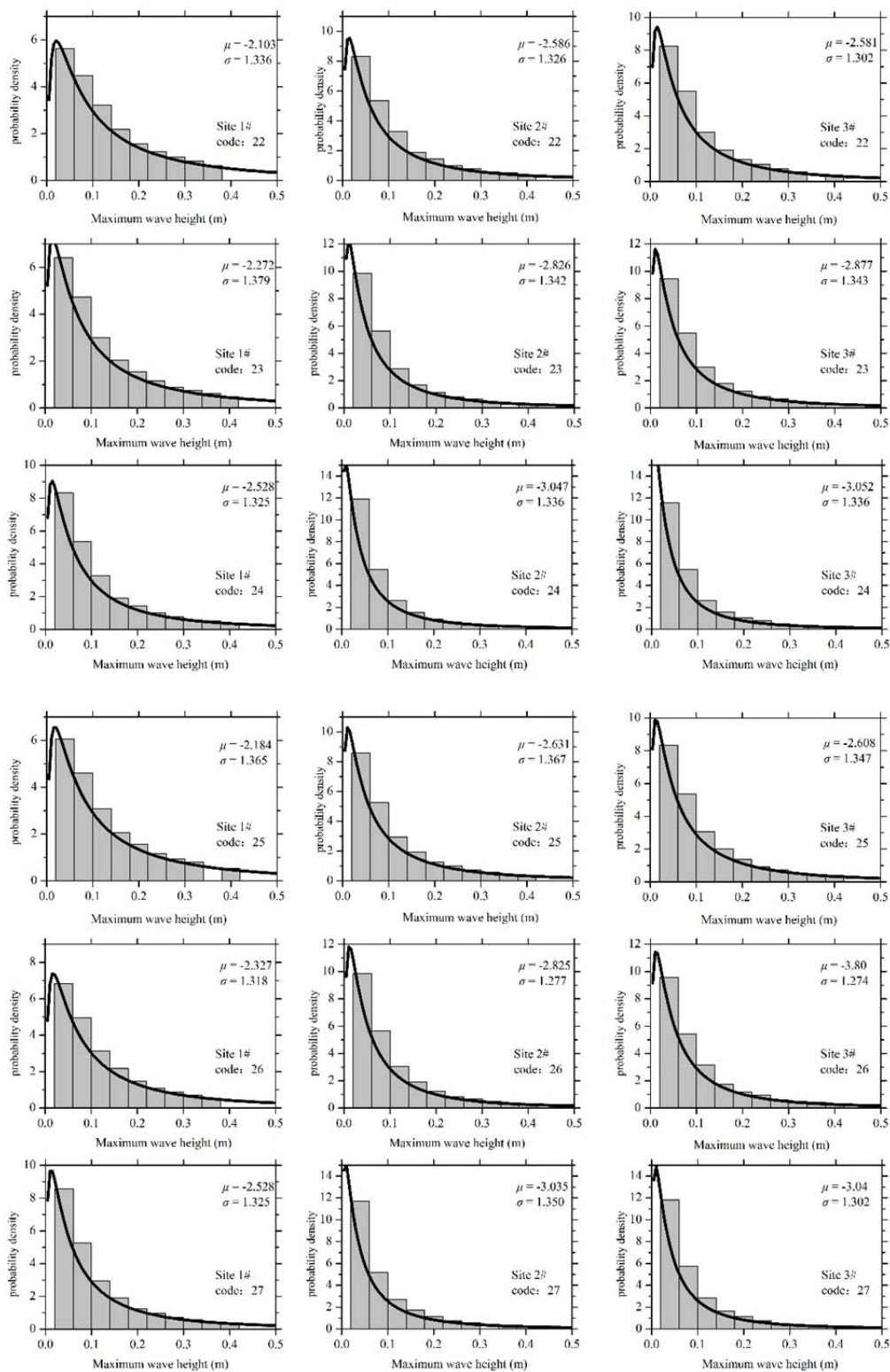


图 5-4 事件树的每一支末端得到的最高波高统计图和拟合曲线

5.5.4 事件树处理

根据上图给出的波高超越概率曲线，可以得出珠江口地区三个场点各个波高的年超越概率。根据事件树的 27 个分支，每一个场点我们能得出 27 支波高超越

概率曲线。每一支概率曲线的权重由其对应的事件树分支的权重决定。事件数每一支权重已列于表 5-4。因为在事件树中，每一个分支的权重代表的是这一分支的概率，根据贝叶斯原理，在事件树分支末端，每一支的的权重就是这一支的概率。作出的 27 条曲线，每一条都具有相应的取值概率。

图 (5-5) -图 (5-7) 给出了计算某一分位数海啸危险性曲线的过程：

- 1, 计算得出事件树每一支末端所代表的海啸危险性曲线。每一条曲线代表个情况下某个波高的超越概率。以图 (5-5) 为例，绿色的虚线与各曲线的交点为 1 号点海啸波高大于 1m 的概率。
- 2, 我们把各分支在 1m 处的超越概率从小到大排列，根据每一支曲线的权重，将超越概率和所对应的累积权重所对应的点标于图 5-5 (b) 的坐标中。

$$Q_{Lj} = \text{SUM}(Q_i | P_i \leq P_j) \quad (5-5)$$

其中， Q_{Lj} 为累积权重， Q_i 为第 i 支的权重， P_i, P_j 分别为第 i 支, j 支的权重。

- 3, 假设海啸超越概率在每一支之间变化是线性的，各点之间用直线连接。作出超越概率和累积权重之间的关系图，如图 5-5 (b)。
- 4, 在图 5-5 (b) 中，对每一支的累积权重进行插值，求得 20%和 80%所对应的超越概率，
- 5, 按照上述方法，对任意波高计算在 20%，80%累积权重的超越概率，连接相应的点，在 (c) 中画出来，得到一号点在 20%和 80%的超越概率曲线。
- 6, 根据式，给出年超越概率均值。

$$H = \sum_{i=1}^{27} P_i \times H_i \quad (5-6)$$

其中， H 为年超越概率均值， H_i 第 i 分支的年超越概率。

图 5-5 (a) 为各分支 PTHA 所得的超越概率曲线，为一组 27 条，每一条对应一个分支及分支的权重。图 5-5 (b) 给出了波高为 1.0m 处的各条曲线的超越概率值和各条曲线代表的累积权重的对应关系 (红点)，根据假设，各点之间按直线连接。(c) 图给出了超越概率曲线的均值和 20%，80%分位曲线。

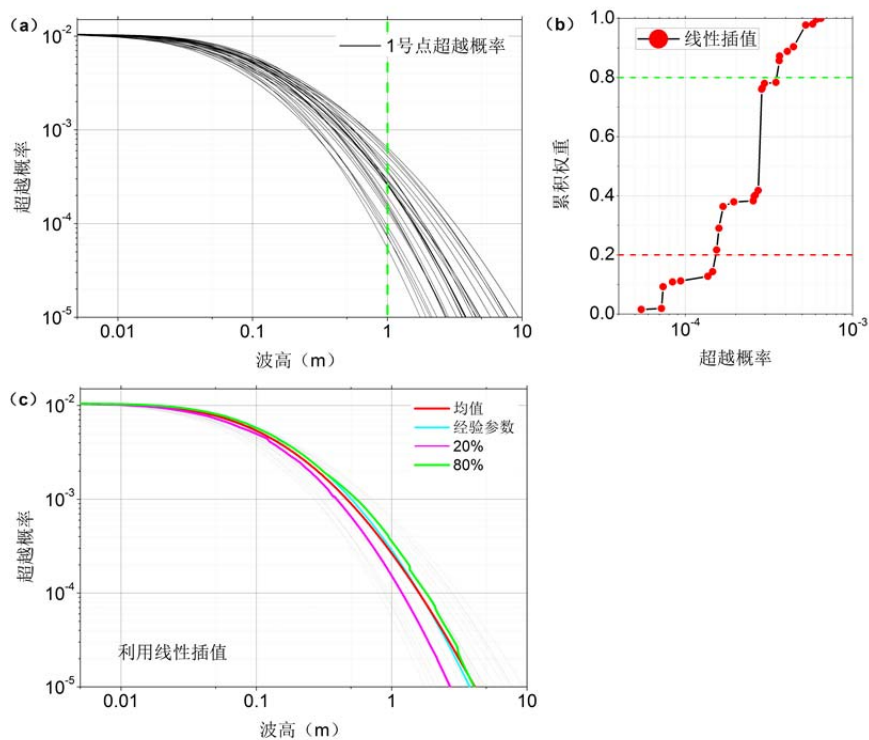


图 5-5珠江口一号点计算20%，80%分为曲线图解。

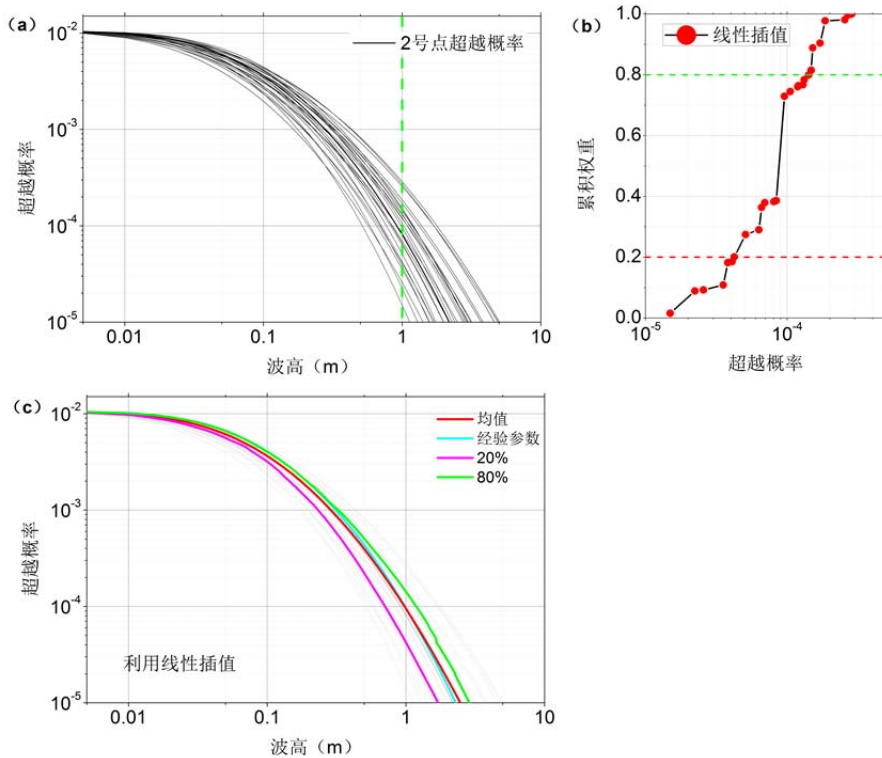


图 5-6 珠江口二号点计算20%，80%分为曲线图解。

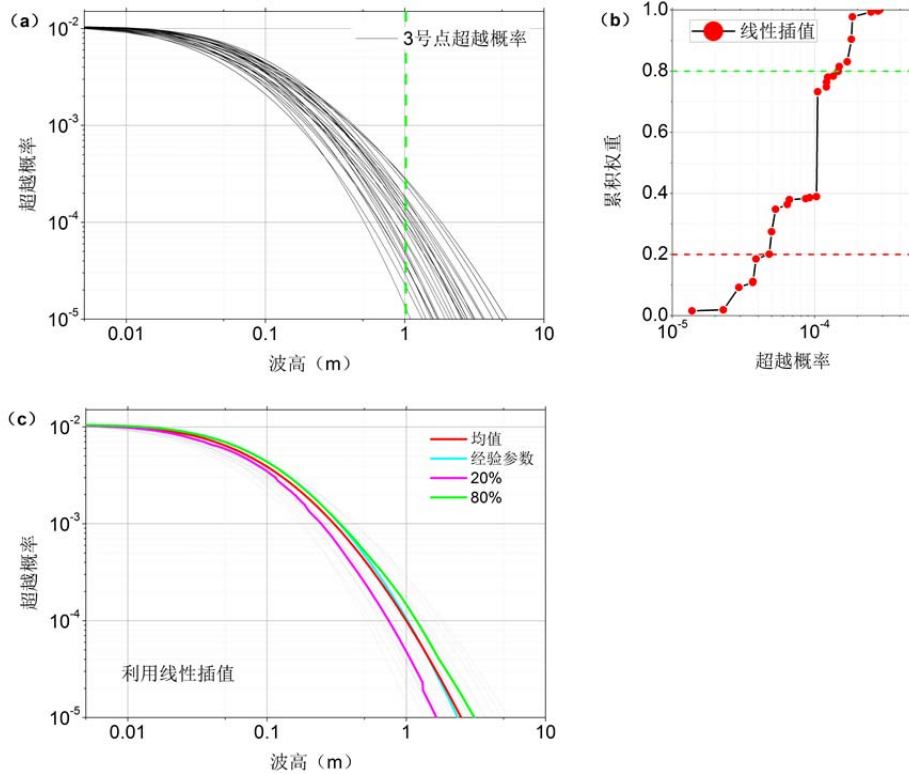


图 5-7 珠江口三号点计算20%，80%分为曲线图解。

图(5-5)-图(5-7)给出了珠江口3个观测点的在马尼拉潜源影响下各情况的海啸危险性曲线。(a)图显示危险性曲线分布较散，在各个波高计算所得年发生率都不同。说明通过改变面积，倾角，滑动角导致的海啸危险性曲线变化较大，震源参数海啸危险性的影响较大。对在0m-0.01m区间，各分支危险性曲线差别不大，波高超过0.01m后，年超越概率差距变大，在0.1m处，年超越概率最高情形比最低情形大0.005左右，在1m处，年超越概率最高情形大约是最低情形的10倍，说明虽然已有研究证明远场地震对参数敏感性并不是很高，但是在三个不确定参数的作用下，海啸危险性产生很大的变化，

图(b)根据假设，给出事件树各支情况下波高1.0m的海啸超越概率和累积权重，即累积发生概率的关系。可以看到，在1.0m处，海啸波高年超越概率从 1×10^{-5} 到 5×10^{-4} 不等。

图(c)给出20%，80%分位数曲线和危险性曲线均值。对均值曲线与两条分位数曲线，均值线位于两分位数之间，高于20%分位数，略低于80%分位数，说明按均值取危险性曲线值，保证率都达不到80%，再一次说明考虑震源参数的重要性。

5.6 本章小结

本章根据 PTHA 函数和参数的性质, 对 PTHA 中涉及的不确定参数分类, 针对不同的参数类型, 提出在 PTHA 中利用逻辑树和事件树考虑不确定性对结果的影响。以马尼拉为例, 针对涉及的倾角, 滑移角, 面积三个不确定性, 通过事件树考虑在三个不确定性参数的影响下, 计算海啸危险性曲线。

根据马尼拉地区历史地震及参数, 确定倾角, 滑移角的分布模型, 根据经验公式和给出的标准差, 建立面积取值模型, 对三个参数取值区间离散化, 确定各个区间的代表值和对应取值概率。在对震级, 震中位置进行 Monte Carlo 取样后, 按照倾角, 滑移角, 面积的顺序, 依次从左到右建立事件树, 各节点分支权重取相应的取值概率, 利用贝叶斯公式计算各支末端的权重。利用 COMCOT 模拟, 在事件树每一支末端可以利用 PTHA 计算得到对应的危险性曲线, 对任意波高的年超越概率, 根据从小到大排序, 在各区之间线性插值, 按照累计权重计算危险性曲线 20%, 80%分位数曲线和均值。

对比各条曲线, 发现在三个参数共同作用下, 危险性曲线变化较大, 波高越大, 受这些参数变化影响越大。表明在以后考虑马尼拉潜源危险性时, 需要考虑到更多震源参数对其影响。

第六章 结论与展望

6.1 全文总结

我国东南沿海 PTHA 起步较晚, 现有的 PTHA 方法是借鉴发展较为成熟的 PSHA 发展而来, 虽然近几年有了长足的进展, 由于研究的潜源不同, 计算方式与 PSHA 不同, PTHA 在许多方面还是不太成熟。我国的海啸危险性分析刚刚起步, 还有许多环节需要完善。本文针对我国东南沿海的地理情况, 确定对该地区有影响的潜源, 确定潜源的活动性参数, 对特定区域进行 PTHA 计算, 并在 PTHA 中考虑了不确定性参数。得出以下结论:

(1) 总结了海啸危险性分析从经验公式法到确定性分析, 再到概率危险性分析的发展, 特别介绍的 16 届世界地震工程会议(WCEE)上海海啸研究的最新热点: 海啸荷载规范的发展, 介绍了规范中淹没图的绘制原理。总结了 PTHA 研究中涉及的参数, 给出各自的确定方法以及参数对海啸危险性分析的影响, 波高的相关的敏感性研究。根据学者的相关研究, 震源参数对远海潜源引发的海啸影响较小, 而近海潜源引发的海啸对震源参数较为敏感。

(2) 整理了影响我国东南沿海的潜在海啸源, 并对每个潜在海啸源开展确定性的危险性分析。以各潜在海啸源的震级上限作为其最危险案例进行数值模拟, 分析海啸波对我国沿海地区的最大影响。结果显示局地潜源造成的海啸对潜源的走向, 位置, 震级都较为敏感, 其中, 震级对海啸影响最大。由于距离陆地较近, 震级上限较低, 局地潜源所造成的影响范围有限。台湾西南浅滩与海岸线夹角较大, 海啸波传播较远, 但是在沿岸造成的海啸波高较小。根据各潜源的影响范围给出对珠江口和台湾海峡有影响的潜在海啸源, 有助于减小数值模拟计算范围、缩短计算时间、减少 PTHA 工作量。

(3) 确定了各个潜源的活动性参数。针对局地潜源地震记录较少, 根据新发布的《中国地震动参数区划图》, 确定潜源所在地震区的活动性参数和地震年发生率, 选取面积作为活动性参数的影响因子, 根据潜在海啸源的面积, 确定局地潜源的年发生率。根据海啸原理, 确定诱发海啸的地震条件, 根据历史地震, 利用 G-R 公式给出整体地震年发生率。再根据相应震源参数, 确定符合条件的地震所占的比例, 最终给出能够诱发海啸的地震年发生率。

(4) 在珠江口和台湾海峡地区选取六个代表场点, 对这六个场点进行 PTHA 计算, 给出年超越概率, 各潜源的贡献率, 任一波高的百年超越概率和重现期。结果表明台湾海峡所受的海啸危险性高于珠江口地区。台湾海峡海啸风险主要来自于该区域的局地潜源, 由于潜源较多, 震级上限较高, 泉州, 厦门 1.0m 波高百年超越概率为 31%和 15.5%, 值得我们注意。珠江口地区的海啸风险主要来自

于马尼拉潜源，虽然震级上限高，由于距离较远，海啸波高衰减大，沿海海啸波高较小。但由于担杆断裂带距离香港，澳门等城市较近，他们带来的海啸风险也值得注意。

(5) 根据第一章总结的 PTHA 参数性质，确定其中的不确定参数并分类。根据不确定性参数的分类，提出利用逻辑树和事件树在 PTHA 中考虑不确定性。以马尼拉对珠江口的危险性计算为例，考虑其中倾角，滑移角，面积取值的不确定性给海啸危险性曲线的影响并计算 20%，80%分位数曲线和危险性均值曲线。结果显示在考虑三个参数的不确定性后，危险性参数变化较大，在 1.0m 处年超越概率可能的最大值与最小值相差 1 个数量级。危险性曲线均值位于 20%与 80%分位数之间，如果在工程中采取均值作为海啸危险性曲线，根据本文结果，达不到 80%保证率。表明在 PTHA 中，考虑不确定性参数共同作用至关重要。

6.2 研究展望

本文虽然做了一些工作，由于才疏学浅，能力不足，加之时间和精力有限，对地震海啸危险性的工作依然有很多不足之处，在许多内容表述、论证上存在着不当之处，有待改进。

诚然有许多工作需要进行：

(1) 对于局地潜源参数的进一步细化。由于历史资料较少，相关研究较少，我们对局地潜源的研究不够细化，根据本文研究，局地潜源在我国沿海地区危险性较高，准确的简历局地潜源模型，很有必要。

(2) 在 PTHA 中，考虑更多的不确定性参数。本文由于时间所限，只考虑了请假，滑移角，面积三个参数的影响，根据第一章的总结，PTHA 中涉及较多的不确定性参数，共同作用下，海啸危险性的变化值得注意。

(3) 对 PTHA 中设计的认知不确定性参数影响的考研究。本篇文章只考虑了随机不确定性参数，由于对相关模型研究的缺失，没有考虑变形模型，计算模型和海啸分布模型对危险性参数的影响，这也是一项需要的工作。

(4) 对我国北方（北纬 30° ）以上地区的海啸危险性研究。目前为止，少有对我国北方海啸危险性的研究，根据任叶飞的研究，我国渤海，东海有若干断裂带，也有可能引发海啸，该地区的海啸危险性也值得关注。

(5) 我国海啸设防规范的相关研究。ASCE7-16 已经将海啸荷载独立为一章，充分显示海啸荷载在沿海工程中的重要性，需要针对我国沿海地区的情况，进行海啸淹没图的绘制研究。

参考文献

- [1] 陈颀, 陈棋福, 张尉. 中国的海啸灾害[J]. 自然灾害学报, 2007,16(2):1-6.
- [2] 高孟潭. GB18306-2015《中国地震动参数区划图》宣贯教材[M]. 中国质检出版社, 2015.
- [3] 黄慧娟. 马尼拉海沟地震引发海啸的潜势分析[D]. 国立中央大学, 2008.
- [4] 任叶飞, 杨智博, 温瑞智, 等. 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, 2015(2):15-22.
- [5] 宋昱莹. 沿海重大工程场址的地震海啸危险性分析方法研究[D]. 中国地震局工程力学研究所, 2014.
- [6] 王培涛, 高义, 于福江, 等. 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, 2014,36(1):56-64.
- [7] 王培涛, 于福江, 原野, 等. 海底地震有限断层破裂模型对近场海啸数值预报的影响[J]. 地球物理学报, 2016,59(3):1030-1045.
- [8] 杨马陵. 中国大陆沿海发生破坏性地震海啸的可能性分析: 地震海啸与地震预报实验场学术研讨会, 2005[C].
- [9] 杨智博. 中国地震海啸危险性分析[D]. 中国地震局工程力学研究所, 2015.
- [10] 于福江, 叶琳, 王喜年. 1994年发生在台湾海峡的一次地震海啸的数值模拟[J]. Acta Oceanologica Sinica, 2001,23(6):32-39.
- [11] 翟金金, 董胜. 海啸波高重现值的统计推算[J]. 自然灾害学报, 2016,25(4):40-47.
- [12] 张虎男. 南海及其周缘的地震活动与区域稳定性评价[J]. Acta Oceanologica Sinica, 1995,17(6):81-89.
- [13] 赵联大, 徐志国, 王培涛, 等. 2014年4月2日智利海啸数值模拟与分析[J]. 海洋预报, 2014,31(6):1-6.
- [14] 中国国家标准化管理委员会. 中国地震动参数区划图[M]. 第一版. 北京: 中国质检出版社, 2015.
- [15] Agency I A E. Procedures for conducting probabilistic safety assessments of nuclear power plants (Level 2) : accident progression, containment analysis and estimation of accident source terms[M]. International Atomic Energy Agency, 1995.
- [16] Aki K. Generation and Propagation of G Waves from the Niigata Earthquake of June 16, 1964: Part 1. A statistical analysis[J]. 东京大学地震研究所彙報, 1966,44:73-88.
- [17] Andrews J D, Dunnett S J. Event-tree analysis using binary decision diagrams[J]. Reliability IEEE Transactions on, 2000,49(2):230-238.
- [18] Andrews J D, Moss T R. Reliability and risk assessment[M]. Professional Engineering Publishing, 2002.
- [19] Annaka T, Satake K, Sakakiyama T, et al. Logic-tree Approach for Probabilistic Tsunami Hazard Analysis and its Applications to the Japanese Coasts[J]. Pure and Applied Geophysics, 2007,164(2):577-592.
- [20] Baranova N A, Kurkin A A, Mazova R, et al. Comparative numerical simulation of the tohoku 2011 tsunami[J]. Science of Tsunami Hazards, 2015,34(4):212-230.
- [21] Barberopoulou A, Legg M R, Uslu B, et al. Reassessing the tsunami risk in major ports and harbors of California I: San Diego[J]. Natural Hazards, 2011,58(1):479-496.
- [22] Bommer J J. On the Use of Logic Trees for Ground-Motion Prediction Equations in Seismic-Hazard Analysis[J]. Bulletin of the Seismological Society of America, 2005,95(2):377-389.
- [23] Bommer J J, Scherbaum F. The Use and Misuse of Logic Trees in Probabilistic Seismic Hazard Analysis[J]. Earthquake Spectra, 2008,24(4):997-1009.
- [24] Budnitz R J, Apostolakis G, Boore D M. Recommendations for probabilistic seismic hazard analysis: Guidance on uncertainty and use of experts[J]. Office of Scientific & Technical Information Technical Reports, 1997,1.
- [25] Burbidge D, Cummins P R, Mleczko R, et al. A Probabilistic Tsunami Hazard Assessment for Western Australia[J]. Pure and Applied Geophysics, 2008,165(11):2059-2088.

- [26] C. P B, M. S E, G P D, et al. Global relations between seismic fault parameters and moment magnitude of earthquakes[J]. 2004(2004).
- [27] Carrier G F. Gravity waves on water of variable depth[J]. *Journal of Fluid Mechanics*, 1966,24(4):641-659.
- [28] Carvajal M, Gubler A. The Effects on Tsunami Hazard Assessment in Chile of Assuming Earthquake Scenarios with Spatially Uniform Slip[J]. *Pure & Applied Geophysics*, 2016:1-10.
- [29] Chau K T. Tsunami hazard along coastlines of china: a re-examination of historical data[J].
- [30] Choi B H, Min B I, Pelinovsky E, et al. 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*, 2012,12(5):1463.
- [31] Choi B H, Pelinovsky E, Ryabov I, et al. Distribution Functions of Tsunami Wave Heights[J]. *Natural Hazards*, 2002,25(1):1-21.
- [32] Comer R P. Tsunami generation: a comparison of traditional and normal mode approaches[J]. *Geophysical Journal International*, 1984,77(1):29-41.
- [33] Cosentino P, Ficarra V, Luzio D. Truncated exponential frequency-magnitude relationship in earthquake statistics[J]. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 1977,67(6):1615-1623.
- [34] Dao M H, Tkalic P, Chan E S, et al. Tsunami propagation scenarios in the South China Sea[J]. *Journal of Asian Earth Sciences*, 2009,36(1):67-73.
- [35] Delavaud E, Cotton F, Akkar S, et al. Toward a ground-motion logic tree for probabilistic seismic hazard assessment in Europe[J]. *Journal of Seismology*, 2012,16(3):451-473.
- [36] Downes G L, Stirling M W. Groundwork for development of a probabilistic tsunami hazard model for New Zealand[J]. *Proceedings*, 2001:1-6.
- [37] Dziewonski A M, Chou T A, Woodhouse J H. Determination of earthquake source parameters from waveform data for studies of global and regional seismicity[J]. *Journal of Geophysical Research Atmospheres*, 1981,86(NB4):2825-2852.
- [38] Ekström G, Nettles M, Dziewoński A M. The global CMT project 2004–2010: Centroid-moment tensors for 13,017 earthquakes[J]. *Physics of the Earth & Planetary Interiors*, 2012,s 200–201(s 200–201):1-9.
- [39] Frohlich C, Apperson K D. Earthquake focal mechanisms, moment tensors, and the consistency of seismic activity near plate boundaries[J]. *Tectonics*, 1992,11(2):279-296.
- [40] G C, Robertson. I N. Tsunami Design Criteria and Load Cases of the ASCE 7-16 Chapter 6, Tsunami Loads and Effects: 16th World Conference on Earthquake Engineering, Santiago Chile, 2017[C].
- [41] Gallovič F, Brokešová J. On strong ground motion synthesis with $k = -2$ slip distributions[J]. *Journal of Seismology*, 2004,8(2):211-224.
- [42] Geist E L. Complex earthquake rupture and local tsunamis[J]. *Journal of Geophysical Research Solid Earth*, 2002,107(B5):1-2.
- [43] Geist E L, Lynett P J. Source Processes for the Probabilistic Assessment of Tsunami Hazards[J]. *Oceanography*, 2014,27(2):86-93.
- [44] Geist E L, Parsons T. Probabilistic Analysis of Tsunami Hazards*[J]. *Natural Hazards*, 2006,37(3):277-314.
- [45] Geist E L, Parsons T. Assessment of source probabilities for potential tsunamis affecting the U.S. Atlantic coast[J]. *Marine Geology*, 2009,264(1–2):98-108.
- [46] Geist E, Yoshioka S. Source parameters controlling the generation and propagation of potential local tsunamis along the Cascadia margin[J]. *Natural Hazards*, 1996,13(2):151-177.
- [47] Gica E, Teng M H, Liu L F, et al. Sensitivity Analysis of Source Parameters for Earthquake-Generated Distant Tsunamis[J]. *Journal of Waterway Port Coastal & Ocean Engineering*, 2007,133(6):429-441.
- [48] Goda K, Mai P M, Yasuda T, et al. Sensitivity of tsunami wave profiles and inundation simulations to earthquake slip and fault geometry for the 2011 Tohoku earthquake[J]. *Earth, Planets and Space*, 2014,66(1):105.
- [49] González F I, Geist E L, Jaffe B, et al. Probabilistic tsunami hazard assessment at Seaside, Oregon, for near- and far-field seismic sources[J]. *Journal of Geophysical Research Atmospheres*, 2009,114(C11):507-514.
- [50] Goto C, Ogawa Y, Shuto N, et al. IUGG/IOC time project, numerical method of tsunami

- simulation with the leap-frog scheme.[J]. Ioc Manuals & Guides, 1997.
- [51] Grezio A, Marzocchi W, Sandri L, et al. A Bayesian procedure for Probabilistic Tsunami Hazard Assessment[J]. *Natural Hazards*, 2010,53(1):159-174.
- [52] <http://www.ngdc.noaa.gov/nndc/struts/results?t=102564&s=230&d=230>.
- [53] <http://earthquake.usgs.gov/earthquakes/search>.
- [54] Hanks T C A K. A moment magnitude scale[J]. *J. Geophys. Res.*, 1979,B5(84):2348-2350.
- [55] Heidarzadeh M, Kijko A. A probabilistic tsunami hazard assessment for the Makran subduction zone at the northwestern Indian Ocean[J]. *Natural Hazards*, 2011,56(3):577-593.
- [56] Heidarzadeh M, Pirooz M D, Zaker N H, et al. Evaluating Tsunami Hazard in the Northwestern Indian Ocean[J]. *Pure and Applied Geophysics*, 2008,165(11):2045-2058.
- [57] Hoffman F O, Hammonds J S. 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*, 1994,14(5):707.
- [58] HOU J, LI X, YE Y, et al. Tsunami hazard assessment along the Chinese mainland coast from earthquakes in the Taiwan region[J]. *Natural Hazards*, 2016,81(2):1-13.
- [59] Houston J R R D. Tsunami-wave elevation frequency of occurrence for the Hawaii Islands, H-77-16[R]. Vicksburg, Mississippi: Hydraulic Laboratory, U.S. Army Engineer Waterways Experiment Station, 1977.
- [60] HUANG Z, Borrero J C, QIU Q, et al. A comparison between two inundation models for the 25 October 2010 Mentawai Islands Tsunami[J]. 2011.
- [61] Institute E P R. The earthquakes of stable continental interiors: Assessment of large earthquake potential[R]. Calif. Budnitz: Electr. Power Res. Inst., 1994.
- [62] Kajiura K. Tsunami Source, Energy and the Directivity of Wave Radiation[J]. 東京大学地震研究所, 1970,48.
- [63] Kanamori H, Anderson D L. Theoretical basis of some empirical relations in seismology[J]. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 1975,65(5):1073-1095.
- [64] Kelvin B. Review of tsunami hazard and risk in New Zealand[R]. Institute of Geological & Nuclear Sciences, 2005.
- [65] Kijko A. Estimation of the Maximum Earthquake Magnitude, m_{max} [J]. *Pure and Applied Geophysics*, 2004,161(8):1655-1681.
- [66] Kijko B A, Sellevoll M A. Estimation of earthquake hazard parameters from incomplete data files. Part II. Incorporation of magnitude heterogeneity[J]. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 1992,82(1):120-134.
- [67] Kulikov E A, Rabinovich A B, Thomson R E. Estimation of Tsunami Risk for the Coasts of Peru and Northern Chile[J]. *Natural Hazards*, 2005,35(2):185-209.
- [68] Kulkarni R B, Youngs R R, Coppersmith K J. Assessment of confidence intervals for results of seismic hazard analysis[J]. *World Conference on Earthquake Engineering*, 1984:263-270.
- [69] Lau A Y A, Switzer A D, Domineyhowes D, et al. Written records of historical tsunamis in the northeastern South China Sea – challenges associated with developing a new integrated database[J]. *Natural Hazards & Earth System Sciences & Discussions*, 2010,10(9):1793-1806.
- [70] Leonard L J, Rogers G C, Mazzotti S. Tsunami hazard assessment of Canada[J]. *Natural Hazards*, 2014,70(1):237-274.
- [71] Leveque R J, Waagan K, González F I, et al. Generating Random Earthquake Events for PTHA[J]. 2016.
- [72] LIN I C, TUNG C C. A preliminary investigation of tsunami hazard[J]. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 1982,72(6):2323-2337.
- [73] LIU Y, Santos A, WANG S M, et al. Tsunami hazards along Chinese coast from potential earthquakes in South China Sea[J]. *Physics of the Earth & Planetary Interiors*, 2007,163(1):233-244.
- [74] LIU Y, SHI Y, Sevre E O D, et al. Probabilistic Forecast of Tsunami Hazards along Chinese Coast[J]. *Lecture Notes in Earth Sciences*, 2009,119:279-317.
- [75] Loomis H G. Tsunami wave runup heights in Hawaii[J]. 1976.
- [76] Lorito S, Selva J, Basili R, et al. Probabilistic hazard for seismically induced tsunamis: accuracy and feasibility of inundation maps[J]. *Geophysical Journal International*, 2015,200(1):384-391.

- [77] Mak S, CHAN L S. Historical tsunamis in South China[J]. *Natural Hazards*, 2007,43(1):147-164.
- [78] Mansinha L, Smylie D E. The displacement fields of inclined faults[J]. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 1971,61(5):1433-1440.
- [79] Manuel M T J. Tsunami hazard assessment in southern peru using numerical simulation[J].
- [80] Martin A J. Could it happen here?[J]. *Civil Engineering Magazine Archive*, 1976,72(20):765-766.
- [81] Marzocchi W, Taroni M, Selva J. Accounting for Epistemic Uncertainty in PSHA: Logic Tree and Ensemble Modeling[J]. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 2015,105(4):2151-2159.
- [82] Mccloskey J, Antonioli A, Piatanesi A, et al. Tsunami threat in the Indian Ocean from a future megathrust earthquake west of Sumatra[J]. *Earth & Planetary Science Letters*, 2008,265(1-2):61-81.
- [83] Mcguire R K. *Seismic Hazard and Risk Analysis*[J]. 2004(1):8-26.
- [84] Megawati K, Shaw F, Sieh K, et al. Tsunami hazard from the subduction megathrust of the South China Sea: Part I. Source characterization and the resulting tsunami[J]. *Journal of Asian Earth Sciences*, 2009,36(1):13-20.
- [85] Molina S, Lang D H, Lindholm C D. SELENA - An open-source tool for seismic risk and loss assessment using a logic tree computation procedure.[J]. *Computers & Geosciences*, 2010,36(3):257-269.
- [86] Molnar P. Earthquake recurrence intervals and plate tectonics[J]. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 1978,69(1):115-133.
- [87] Murotani S, Satake K, Fujii Y. Scaling relations of seismic moment, rupture area, average slip, and asperity size for M~9 subduction - zone earthquakes[J]. *Geophysical Research Letters*, 2013,40(19):5070-5074.
- [88] N R I, Chock. G. Overview and technical background to development of ASCE 7-16 Chapter 6, Tsunami Loads and Effects: the 16th World Conference on Earthquake Engineering, Santiago, Chile, 2017[C].
- [89] Newhall C, Hoblitt R. Constructing event trees for volcanic crises[J]. *Bulletin of Volcanology*, 2002,64(1):3-20.
- [90] Okada Y. Surface deformation due to shear and tensile faults in a half-space[J]. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 1992,92(2):1018-1040.
- [91] Okal E A. Seismic parameters controlling far-field tsunami amplitudes: A review[J]. *Natural Hazards*, 1988,1(1):67-96.
- [92] Okal E A, Borrero J C, Synolakis C E. Evaluation of Tsunami Risk from Regional Earthquakes at Pisco, Peru[J]. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 2006,96(5):1634-1648.
- [93] Okal E A, Synolakis C E. Far-field tsunami hazard from mega-thrust earthquakes in the Indian Ocean[J]. *Geophysical Journal International*, 2008,172(3):995-1015.
- [94] Okal E A, Synolakis C E, Kalligeris N. Tsunami Simulations for Regional Sources in the South China and Adjoining Seas[J]. *Pure and Applied Geophysics*, 2011,168(6):1153-1173.
- [95] Olabarrieta M, Medina R, Gonzalez M, et al. C3: A finite volume-finite difference hybrid model for tsunami propagation and runup[J]. *Computers & Geosciences*, 2011,37(8):1003-1014.
- [96] PAN W L, WANG S A, CAI S Q. Simulation of potential tsunami hazards in the South China Sea[J]. *Journal of Tropical Oceanography*, 2009,28(6):7-14.
- [97] Papadopoulos G A, Daskalaki E, Fokaefs A, et al. Tsunami hazard in the eastern mediterranean sea: strong earthquakes and tsunamis in the west hellenic arc and trench system[J]. *Journal of Earthquake & Tsunami*, 2007,7(1):57-64.
- [98] PEI S P, ZHONG Huai X U, WANG S Y. Sn Wave Tomography of the Uppermost Mantle Beneath the China Continent and Adjacent Regions[J]. *Chinese Journal of Geophysics*, 2004,47(2):250-256.
- [99] Power W, Wallace L, WANG X, et al. 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 and Applied Geophysics*, 2012,169(1):1-36.

- [100] Rara V, Arango C, Puncochar P, et al. A Probabilistic Tsunami Model For Chile[J]. 2014.
- [101] REN Y, WEN R, SONG Y. Recent progress of tsunami hazard mitigation in China[J]. Episodes, 2014,37(4):277-283.
- [102] REN Y, WEN R, ZHANG P, et al. Implications of Local Sources to Probabilistic Tsunami Hazard Analysis in South Chinese Coastal Area[J]. Journal of Earthquake & Tsunami, 2016:1740001.
- [103] REN Y, WEN R, ZHOU B, et al. Deterministic analysis of the tsunami hazard in china[J]. Science of Tsunami Hazards, 2010,29(1):32-42.
- [104] Rikitake T, Aida I. Tsunami Hazard Probability in Japan[J]. Bulletin of the Seismological Society of America, 1988,78(3):1268-1278.
- [105] Risi R D, Goda K. Simulation-based probabilistic tsunami hazard analysis for near-field seismic sources: application to the Tohoku region, Japan[J]. 2017.
- [106] Satake K. Mechanism of the 1992 Nicaragua Tsunami Earthquake[J]. Geophysical Research Letters, 1994,21(23):2519-2522.
- [107] Scholz C H. The mechanics of earthquakes and faulting. Second edition[M]. Cambridge University Press, 2002: 496.
- [108] Selva J, Tonini R, Molinari I, et al. Quantification of source uncertainties in Seismic Probabilistic Tsunami Hazard Analysis (SPTHA)[J]. Geophysical Journal International, 2016,205(3):1780-1803.
- [109] Sørensen M B, Spada M, Babeyko A, et al. Probabilistic tsunami hazard in the Mediterranean Sea[J]. Journal of Geophysical Research Atmospheres, 2012,117(B1):605-606.
- [110] Suppasri A, Imamura F, Koshimura S. Probabilistic tsunami hazard analysis and risk to coastal populations in thailand[J]. Journal of Earthquake & Tsunami, 2012,06(6):1250011.
- [111] Suppasri A, Imamura F, Koshimura S. Effects of the rupture velocity of fault motion, ocean current and initial sea level on the transoceanic propagation of tsunami[J]. Coastal Engineering Journal, 2010,52(2):107-132.
- [112] Tatehata H. The New Tsunami Warning System of the Japan Meteorological Agency[M]. Springer Netherlands, 1997: 175-188.
- [113] Thio H K, Wilson R I, Miller K. Evaluation and Application of Probabilistic Tsunami Hazard Analysis in California[J]. 2014.
- [114] Tinti S. Assessment of tsunami hazard in the Italian seas[J]. Natural Hazards, 1991,4(2):267-283.
- [115] Titov V V, Mofjeld H O, Gonzalez F I, et al. Offshore Forecasting of Alaskan Tsunamis in Hawaii[M]. Springer Netherlands, 2001: 75-90.
- [116] Ulutas E. Comparison of the seafloor displacement from uniform and non-uniform slip models on tsunami simulation of the 2011 Tohoku–Oki earthquake[J]. Journal of Asian Earth Sciences, 2013,62(62):568-585.
- [117] WANG X, LIU P L F, Orfila A. Numerical simulations of tsunami runup onto a three-dimensional beach with shallow water equations[M]. 2008: 249-253.
- [118] Wells D L, Coppersmith K J. New empirical relationships among magnitude, rupture length, rupture width, rupture area, and surface displacement[J]. Bulletin of the Seismological Society of America, 1994,84(4):974-1002.
- [119] WEN R Z, REN Y F. Preliminary study on tsunami hazard analysis in China[J]. World Earthquake Engineering, 2007,23(1):6-11.
- [120] WEN R, REN Y, Xiaojun L I, et al. Probability Analysis Method of Earthquake-induced Tsunami Risk in China[J]. South China Journal of Seismology, 2011.
- [121] Witter R C, ZHANG Y J, WANG K, et al. Simulated tsunami inundation for a range of Cascadia megathrust earthquake scenarios at Bandon, Oregon, USA[J]. Geosphere, 2013,9(6):1783-1803.
- [122] WU T R, HUANG H C. Modeling tsunami hazards from Manila trench to Taiwan[J]. Journal of Asian Earth Sciences, 2009,36(1):21-28.
- [123] Yasuda T, Maruyama T, Goda K, et al. Uncertainty analysis of nankai trough earthquake tsunamis using stochastic source model[J]. 2015,71(2):295-300.
- [124] ZHEQI C, JIE Y, Pinter S Z, et al. The National Geophysical Data Center[J]. Chest, 2015,147(6):1704-1705.

致 谢

这篇论文在温瑞智老师和任叶飞老师的指导下完成，非常感谢两位老师的指导。

衷心感谢温瑞智老师，从入学确定研究方向到论文修改，不管怎么忙，即使周末，都会抽出时间和我们讨论，在做论文的每个阶段，都给出很宝贵的意见。感谢师兄任叶飞，从开始到现在，师兄事无巨细的指导我写文章，做论文，师兄认真严谨的治学作风，我终身受用。感谢温老师和任师兄在生活上给予的帮助和关怀，学生谨记在心，祝老师和师兄身体健康，工作顺利。

感谢我的父亲母亲，给我提供了很好的条件，让我养成很好的习惯。不论发生什么，你们都无时无刻为我着想，希望我可以成长为能让你们依靠的人。

感谢师兄兼舍友王宏伟，感谢同级周岩，姜永正，杨建强；感谢师姐徐培彬，周影；师妹张颖楚，姚鑫鑫；师兄骥昆，尹建华，杨智博；师弟徐朝阳，宣继赛，宋碧野；非常荣幸和你们一起共事。

感谢伟恒，冠廷等小伙伴，谢谢你们带我在哈尔滨玩耍。

感谢那些给过我机会，给过我帮助，教诲的人，希望没能让你们失望。感谢身边的人，在你们身上，学到很多东西。

感谢工力所给我学习的机会，遇到这些优秀的人，受益良多。即将赴职并州，承担起对这个社会的责任，我会牢记各位的教诲，一如既往的对这个世界保持好奇，善意和敬畏。

张鹏

二零一七年六月于哈尔滨

作者简介

张鹏，男，汉族，1991年2月生于山西省吕梁市，2014年9月考入中国地震局工程力学研究所攻读硕士学位，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。

攻读硕士期间发表的文章

1. 张鹏, 任叶飞, 温瑞智, 潘蓉, 杨智博, 李小军. 广东大亚湾的地震海啸概率危险性评价. 工业建筑, 2016, 46(S): 68-73.
2. Yefei Ren, Ruizhi Wen, **Peng Zhang**, Zhibo Yang, Rong Pan and Xiaojun Li. Implications of Local Sources to Probabilistic Tsunami Hazard Analysis in South Chinese Coastal Area. Journal of Earthquake and Tsunami, (SCI) 2017, 11(1): 1740001, 1-26.
3. Yefei Ren, **Peng Zhang**, Ruizhi Wen . Methods of probabilistic tsunami hazard analysis in south China sea impacted by local potential sources, 16th WCEE
4. 任叶飞, 张鹏, 温瑞智, 徐朝阳. 通过 WCEE 跟踪国际海啸研究动态及我国海啸防灾减灾工作的思考, 地震工程与工程振动, 2017 年第 3 期排刊.

攻读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): Methodologies 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