

# 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

洪明理, 霍振香, 任鲁川

(防灾科技学院, 河北 三河 065201)

[摘要] 马尼拉海沟是南海最具危险性的潜在海啸源。为了在南海开展地震海啸危险性分析, 本文利用地震矩率法估计 1934 年 2 月 14 日发生在马尼拉海沟中部 7.5 级地震的复发周期, 并结合 COMCOT 数值模型模拟重现本次强震所引发的海啸的传播情景, 给出南海周边地区的海啸波到时和波高信息, 以弥补历史资料不足。同时分析震源位置变化对波高的影响, 为菲律宾等南海周边地区的海啸预警研究提供数据参考。

[关键词] 海啸, 数值模拟, 地震复发周期, 马尼拉海沟

[中图分类号] P315.8 [文献标志码] A [文章编号] 1001-4616(2016)04-0008-06

## Study of the Recurrence Interval of $M7.5$ Earthquake in the Middle Part of Manila Trench in 1934 and Modeling the Tsunami Propagation Induced by this Earthquake

Hong Mingli, Huo Zhenxiang, Ren Luchuan

(Institute of Disaster Prevention, Sanhe Hebei 065201, China)

**Abstract:** The Manila Trench was identified as the most dangerous tsunami source in the south China sea. In order to study the earthquake tsunami hazard in South China Sea, we use the method of seismic moment rate to study the recurrence interval of the  $M7.5$  earthquake occurring in the middle part of the Manila trench in 1934. And the COMCOT model are used to model the tsunami propagation scenery induced by this earthquake and provide the tsunami heights and its arrival time for the surrounding regions, which can help to fill in the information gap over the historical data. Besides, we analyze the influences of different locations of fault source on the tsunami heights. Our analysis can provide useful data for the tsunami warning research in Philippine and other surrounding regions in South China Sea.

**Key words:** tsunami, Numerical simulation, recurrence interval of the earthquake, Manila Trench

本世纪以来, 频发的地震海啸引起国际社会的广泛关注。2004 年 12 月 26 日, 印度尼西亚苏门答腊岛发生 9.1 级地震触发海啸, 人员伤亡 29 万, 经济损失难以计数; 2011 年 3 月 11 日日本东北部海域发生 8.8 级地震触发海啸, 不仅造成大量人员伤亡和重大经济损失, 而且引起核泄漏, 至今遗患未尽。

地震海啸的形成需要有 3 个条件<sup>[1]</sup>: 一是有深海盆地, 可以容纳巨量海水; 二是海底地形隆起和凹陷反差强烈; 三是存在倾滑型活动断层, 且可发生 6 级以上倾滑型的地震。马尼拉海沟是南海深度较深的海底凹地, 周围水深为 4 800 m~4 900 m, 最深达 5 377 m, 水深和海底地形起伏较大, 具备产生地震海啸的地形条件。魏柏林等对哈佛大学所作的 1977 年-2004 年间发生在马尼拉海沟区的 60 次 6 级以上地震的震源机制解进行统计分析, 发现马尼拉海沟沉降带的地震以倾滑型占优势, 易引发地震海啸<sup>[1]</sup>。美国地质调查局(USGS)海啸源研究组指出马尼拉海沟沉降带是南海周边地区最具危险性的潜在海啸<sup>[2]</sup>。叶琳等<sup>[3]</sup>和 Liu 等<sup>[4]</sup>分别以马尼拉海沟为潜在海啸源进行数值模拟研究, 模拟结果均显示未来这一区域如果发生

收稿日期: 2015-11-19.

基金项目: 中国地震局教师科研基金项目(20140109).

通讯联系人: 洪明理, 讲师, 研究方向: 灾害风险分析. E-mail: hongmingli001@163.com

强震引发海啸,可能对菲律宾、越南、我国台湾及东南沿海造成严重影响. 因此加强对马尼拉海沟的地震危险性分析和海啸灾害预警研究尤为重要.

查阅美国地质调查局官方网站的地震资料,从1897年1月1日起至今,马尼拉海沟区(13°N–20°N, 118°E–122°E)共发生  $M7.0$  级以上的地震10次. 其中,1934年2月14日在马尼拉海沟中部发生的7.5级地震已引发了海啸,并对菲律宾造成一定程度的破坏<sup>[1]</sup>. 为了评估未来该断层再次发生强震引发海啸的风险,本文拟利用地震矩率法<sup>[5]</sup>估计马尼拉海沟中部7.5级强震的复发周期,并结合 COMCOT 数值模型<sup>[6–7]</sup>重现1934年2月14日发生在马尼拉海沟中部的7.5级地震所引发的海啸的传播场景,以弥补历史资料不足. 同时考虑震源位置变化对波高的影响,为马尼拉海沟的地震危险性评估和南海周边地区的海啸预警研究提供数据参考.

## 1 马尼拉海沟中部7.5级地震复发周期的估计

### 1.1 地震矩率法

地震矩率  $\dot{M}_0$  为单位时间内地震矩  $M_0$  的平均释放率,它反映了一个断裂带的活动水平,地震矩率大表示该带地震活动性强. 它可以根据断裂带长期的平均滑动速率  $\bar{\nu}$  与地震矩率的关系<sup>[8]</sup>

$$\dot{M}_0 = \mu L W \bar{\nu} \quad (1)$$

获得. 其中  $\mu$  为剪切模量,单位为  $\text{N/m}^2$ ,  $L, W$  分别为断层的长和宽,单位为  $\text{m}$ .

根据 Field 等的研究,如果一个断裂带地震复发符合特征地震模式,便可通过其复发间隔内释放的标量地震矩和地震矩率估计地震的平均复发间隔  $\bar{T}$ <sup>[5]</sup>:

$$\bar{T} = \frac{M_0}{\dot{M}_0}. \quad (2)$$

结合地震矩的定义<sup>[9]</sup>

$$M_0 = \mu D L W \quad (3)$$

(其中  $D$  为平均位错(单位: $\text{m}$ )),知地震的平均复发间隔

$$\bar{T} = \frac{D}{\bar{\nu}}. \quad (4)$$

### 1.2 复发周期的计算

根据 Nakamura 和 Duong 的研究<sup>[10–11]</sup>,1934年2月14日在马尼拉海沟中部发生了7.5级强震,震中的位置(17.4°N, 119.3°E),断层的长为110 km,宽为40 km,位错为4 m. 根据 Acharya 对马尼拉海沟和菲律宾海沟地震滑动速率的研究,马尼拉海沟断层的年平均滑动速率约为  $\bar{\nu} = 6.35 \text{ cm/a}$ <sup>[12]</sup>. 由式(4),计算得到马尼拉海沟中部7.5级地震的平均复发周期  $\bar{T} = \frac{D}{\bar{\nu}} \approx 63 \text{ a}$ .

根据美国地质调查局官方网站的地震资料,1999年12月11日马尼拉海沟的7.3级地震与1934年2月14日的7.5级地震都发生在马尼拉海沟的中部断层,且震级相近. 两次地震发生时间间隔为65年. 这与我们由地震矩率法计算得到的63年的复发周期基本一致.

## 2 海啸波的数值模拟

### 2.1 COMCOT 数值模式简介

海啸数值模型能够以海啸源参数作为海啸生成过程的初始化数据,给出海啸波的到时、波高,重现海啸传播情景. COMCOT 数值模型的控制方程是基于垂向平均的浅水波方程,采用基于多层网格嵌套系统的有限差分法进行计算.

#### 2.1.1 控制方程

COMCOT 数值模型的控制方程分为线性浅水波方程和非线性浅水波方程,分别适用于水深很深和水深较浅的情况. 当海啸波在深海中传播时,海啸波振幅比水深小得多,这时适合采用线性浅水波方程. 如果模拟大尺度的深海区,需要考虑科氏力的影响,这时适合采用球坐标系下的线性浅水波方程:

$$\begin{cases} \frac{\partial \eta}{\partial t} + \frac{1}{R \cos \varphi} \left\{ \frac{\partial P}{\partial \psi} + \frac{\partial}{\partial \varphi} (\cos \varphi Q) \right\} = -\frac{\partial h}{\partial t}, \\ \frac{\partial P}{\partial t} + \frac{gH}{R \cos \varphi} \frac{\partial \eta}{\partial \psi} - fQ = 0, \\ \frac{\partial Q}{\partial t} + \frac{gH}{R} \frac{\partial \eta}{\partial \varphi} + fP = 0. \end{cases}$$

当海啸传播到水深较浅的区域,非线性效应增强,这时适合采用非线性浅水波方程. 如果模拟的尺度比较大,科氏力的影响仍不可忽略,这时适合采用球坐标系下的非线性浅水波方程:

$$\begin{cases} \frac{\partial \eta}{\partial t} + \frac{1}{R \cos \varphi} \left\{ \frac{\partial P}{\partial \psi} + \frac{\partial}{\partial \varphi} (\cos \varphi Q) \right\} = -\frac{\partial h}{\partial t}, \\ \frac{\partial P}{\partial t} + \frac{1}{R \cos \varphi} \frac{\partial}{\partial \psi} \left( \frac{P^2}{H} \right) + \frac{1}{R} \frac{\partial}{\partial \varphi} \left( \frac{PQ}{H} \right) + \frac{gH}{R \cos \varphi} \frac{\partial \eta}{\partial \psi} - fQ = 0, \\ \frac{\partial Q}{\partial t} + \frac{1}{R \cos \varphi} \frac{\partial}{\partial \psi} \left( \frac{PQ}{H} \right) + \frac{1}{R} \frac{\partial}{\partial \varphi} \left( \frac{Q^2}{H} \right) + \frac{gH}{R} \frac{\partial \eta}{\partial \varphi} + fP = 0. \end{cases}$$

以上两个方程中各物理量的含义分别为: $\eta$  为相对于平均海平面的自由表面位移; $\varphi$  为纬度, $\psi$  为经度; $R$  为地球半径; $h$  为静水深, $H=\eta+h$  为总的水深; $f$  为科氏力系数; $g$  为重力加速度; $P$  为沿纬度单位宽度的通量; $Q$  为沿经度单位宽度的通量.

当海啸进一步传播到近岸区,非线性效应和底摩擦进一步增强,科氏力和频散效应消失,这时适合采用直角坐标系下带底摩擦项的非线性浅水波方程:

$$\begin{cases} \frac{\partial \eta}{\partial t} + \left\{ \frac{\partial P}{\partial x} + \frac{\partial Q}{\partial y} \right\} = -\frac{\partial h}{\partial t}, \\ \frac{\partial P}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x} \left( \frac{P^2}{H} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left( \frac{PQ}{H} \right) + gH \frac{\partial \eta}{\partial x} + F_x = 0, \\ \frac{\partial Q}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x} \left( \frac{PQ}{H} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left( \frac{Q^2}{H} \right) + gH \frac{\partial \eta}{\partial y} + F_y = 0. \end{cases}$$

其中  $F_x, F_y$  代表  $x$  方向和  $y$  方向的底摩擦应力,这两项可以利用曼尼公式

$$\begin{cases} F_x = \frac{gn^2}{H^{7/3}} P (P^2 + Q^2)^{1/2}, \\ F_y = \frac{gn^2}{H^{7/3}} Q (P^2 + Q^2)^{1/2}, \end{cases}$$

进行计算, $n$  为曼尼粗糙系数.

### 2.1.2 多层网格嵌套系统

海啸数值模拟的目的往往是为了获得沿岸区域的波高和到时信息. 为了提高计算的效率,COMCOT 数值模式采用多层网格嵌套系统进行计算. 我们可以对深海区和近岸重点关注区域采用不同分辨率的网格设置,外层使用大网格,大网格内再根据所关注的区域嵌套不同的子网格. 同时可以在不同层网格内采用不同的控制方程和坐标系,使得模型更适合海啸传播的物理过程.

### 2.1.3 初始条件

海啸模拟的初始条件可以有多种形式:初始水位文件、人造波、地震、滑坡等. 对于地震海啸,首先利用断层面的地震参数计算海床的垂直位移量,再利用海床位移量来估算地震引起的初始水面高度. 所需断层面的地震参数共 9 个,分别是:震中纬度、经度、震源深度、破裂面长度、宽度、位错、走向角、倾角和滑移角.

## 2.2 1934 年 2 月 14 日马尼拉海沟 7.5 级地震引发海啸的数值模拟

1934 年 2 月 14 日  $M7.5$  级地震发生在吕宋岛西的马尼拉海沟,深度 25 km,震中的位置为  $(17.4^\circ\text{N}, 119.3^\circ\text{E})$  [10]. 因发生的时间较早,没有详细的震源机制解资料. 该地震与 1977 年 8 月 29 日发生在马尼拉海沟中部的 6.3 级地震(震中的位置为  $(17.38^\circ\text{N}, 119.61^\circ\text{E})$ ,深度 25 km,走向  $1^\circ$ ,倾角  $41^\circ$ ,滑动角  $70^\circ$ ) 几乎处于同一震源. 我们推测这两次地震应该有类似的震源机制解,都属于逆倾滑型. 魏柏林等指出据他们

所查阅的菲律宾地震资料记载,1934 年 2 月 14 日  $M7.5$  级地震已引发海啸<sup>[1]</sup>,当天在吕宋岛西北岸观测到异常的水波<sup>[13]</sup>,Nakamura 认为可能和本次地震引发的海啸有密切的关系,但是没有资料无从评估<sup>[10]</sup>。

为了弥补历史资料不足,我们将用 COMCOT 数值模式重现本次地震海啸的传播场景,为南海周边地区提供有用的海啸预警信息。综合以上的研究,初始数据设置如下:位错取 4 m,断层的长取 110 km,宽取 40 km,走向取  $1^\circ$ ,倾角取  $41^\circ$ ,滑动角取  $70^\circ$ ,震源深度取 25 km。地形和水深(Topography/Bathymetry)数据取自 NGDC(National Geophysical Data Center)的 ETOPO2 数据库,时间步长取 1 分,模拟区域取北纬  $0^\circ\text{N}\sim 30^\circ\text{N}$ ,东经  $100^\circ\text{E}\sim 130^\circ\text{E}$ 。网格采用多层嵌套系统,根据我们所关注的 4 个区域(华南近岸区域、台湾南部近岸区域、越南东部近岸区域、菲律宾西部近岸区)进行三层网格嵌套的设置,具体见表 1。

表 1 网格嵌套设置

Table 1 Nested grid configuration

网格的层号		每层网格的范围	网格的分辨率	模型的选择		
				坐标系	浅水波方程的类型	底摩擦系数
第一层	01	$0^\circ\sim 30^\circ\text{N}, 100^\circ\sim 130^\circ\text{E}$	2 分	球坐标	线性	无
	21	$12^\circ\sim 16^\circ\text{N}, 108^\circ\sim 112^\circ\text{E}$				
第二层	22	$17^\circ\sim 23^\circ\text{N}, 118^\circ\sim 123^\circ\text{E}$	1 分	球坐标	非线性	无
	23	$19^\circ\sim 23^\circ\text{N}, 111^\circ\sim 115^\circ\text{E}$				
第三层	31	$13^\circ\sim 15^\circ\text{N}, 108^\circ\sim 110^\circ\text{E}$	0.5 分	直角坐标	非线性	0.002
	32	$17^\circ\sim 19^\circ\text{N}, 119^\circ\sim 121^\circ\text{E}$				
	33	$20^\circ\sim 22^\circ\text{N}, 120^\circ\sim 122^\circ\text{E}$				
	34	$20^\circ\sim 22^\circ\text{N}, 112^\circ\sim 114^\circ\text{E}$				

图 1 给出了模拟区域 3 h 内最大海啸波高的传播图。

我们在华南近岸区域、台湾南部近岸区域、越南东部近岸海域、菲律宾西部近岸区各选择一个观测点。根据模拟结果,本次地震海啸对菲律宾的影响最大,海啸波在震后 2 min 左右就到达菲律宾西部近岸区域,在震后 10 min 左右观测点 B1( $17^\circ00'\text{N}, 120^\circ00'\text{E}$ )的最大海啸波高达到 0.51 m,已达到能够致灾的高度,这与菲律宾历史地震资料记载的本次地震海啸已对菲律宾造成一定的破坏的事实相符;对其它 3 个地区,本次地震海啸引起的波高较小,不足以致灾。海啸波在震后 36 min 左右就到达台湾南部,台湾南部近岸区域观测点 B2( $21^\circ30'\text{N}, 120^\circ30'\text{E}$ )的最大海啸波高约为 0.05 m,这样的波高在当时还不足以让人们所察觉;海啸波在震后约 140 min 左右到达华南近岸区域,观测点 B3( $21^\circ30'\text{N}, 113^\circ48'\text{E}$ )约在震后 161 min 波高达到最大值 0.32 m;海啸波在震后约 110 min 左右到达越南东部近岸区域,观测点 B4( $13^\circ00'\text{N}, 109^\circ36'\text{E}$ )在震后约 114 min 左右海啸波高达到最大值 0.15 m。这 4 个观测点在震后 3 h 内的波高传播曲线见图 2-图 5。

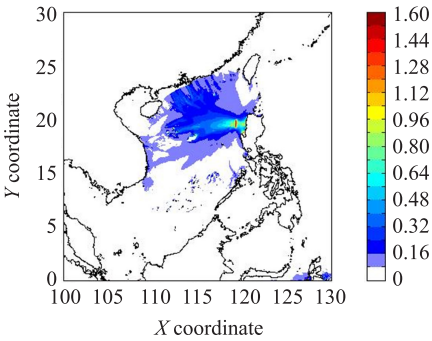


图 1 模拟区域 3 h 内最大海啸波

Fig. 1 The maximum tsunami height within 3 hours in the simulation region

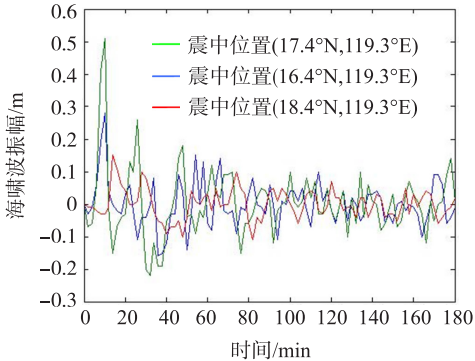


图 2 观测点 B1 的波高曲线

Fig. 2 The curve of tsunami height at location B1

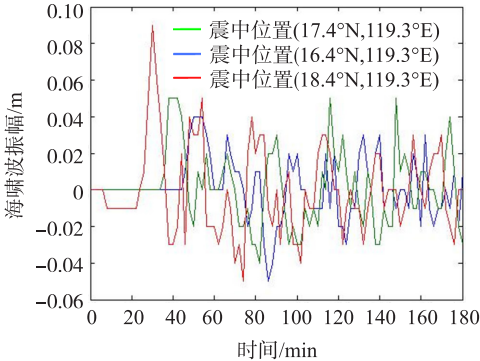


图 3 观测点 B2 的波高曲线

Fig. 3 The curve of tsunami height at location B2



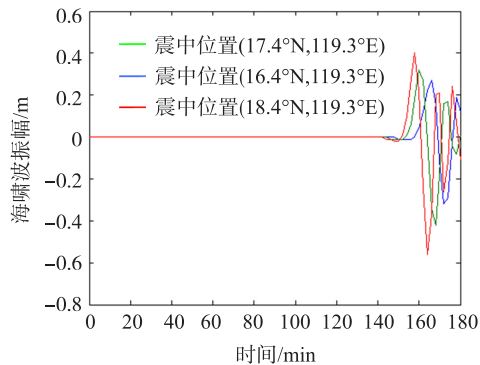


图 4 观测点 B3 的波高曲线

Fig. 4 The curve of tsunami height at location B3

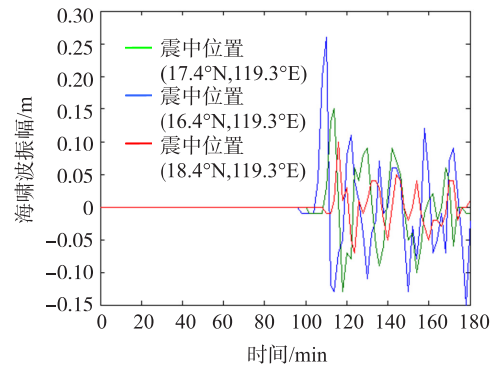


图 5 观测点 B4 的波高曲线

Fig. 5 The curve of tsunami height at location B4

2.3 震源位置变化对波高的影响

我们将 1934 年 2 月 14 日马尼拉海沟中部 7.5 级地震的发震断层分别向北向南移动,进一步通过数值模拟观察观测点波高的变化.

如果断层向北移动,设震中的位置向北移动到(18.4°N,119.3°E),菲律宾近岸观测点 B1 的最大海啸波高由 0.51 m 递减到 0.15 m;台湾南部近岸观测点 B2 的最大波高由 0.05 m 递增到 0.09 m;华南近岸区观测点 B3 的最大海啸波高由 0.32 m 递增到 0.4 m;越南近岸区观测点 B4 的最大波高由 0.15 m 递减到 0.1 m.

如果断层向南移动,设震中的位置向南移动到(16.4°N,119.3°E),菲律宾近岸观测点 B1 的最大海啸波高由 0.51 m 递减到 0.28 m;台湾南部近岸观测点 B2 的最大波高由 0.05 m 递减到 0.04 m;华南近岸区观测点 B3 的最大海啸波高由 0.32 m 递减到 0.27 m;越南近岸区观测点 B4 的最大波高由 0.15 m 递增到 0.26 m.

可见,随着断层由南向北移动,台湾南部和华南近岸区的观测点波高逐渐递增,越南近岸观测点的波高逐渐递减;而断层不管是向南还是向北移动,菲律宾近岸观测点的波高都呈现递减的变化趋势.图 2-图 5 给出了这 4 个观测点在这 3 种情况下的海啸传播曲线对比图.

3 结束语

本文用地震矩率法估算 1934 年发生在马尼拉海沟中部的 7.5 强震的复发周期,并用 COMCOT 数值模式模拟重现了本次强震在南海所引发的海啸传播场景,以及震源位置变化对观测点波高的影响.模拟计算结果显示:

(1) 马尼拉海沟中部断层 7.5 级强震的复发周期大约为 63 年.在未来 50 年内,该断层具有再次发生 7.5 级左右的强震的风险.一旦该断层发生 7.5 级以上强震引发海啸,菲律宾西部近岸区最大海啸波高将达到 0.5 m 以上的致灾高度,并且可供预警的时间只有 10 min 左右,因此以马尼拉海沟中部断层是菲律宾极具危险的潜在海啸源;海啸波传到华南近岸区域和越南东部近岸区域波高有所消减.这两个地区大约有 2 h 左右的时间可供预警.相比于菲律宾,马尼拉海沟中部断层对这两个地区的影响相对较小;对于台湾南部,本次地震引发的最大海啸波高只有 0.05 m.但是根据 Bautista 等的研究,马尼拉海沟区目前仍为强震活跃地带<sup>[14]</sup>,如果未来该断层发生更大规模的海啸,台湾南部可供预警的时间只有 30 min 左右,因此开展海啸灾害风险评估和预警研究仍然十分必要.

(2) 震源位置变化对观测点的波高具有明显的影响.根据观测点波高的变化,对于华南近岸区和台湾南部近岸区,马尼拉海沟的中部断层及北部断层是比南部断层更具危险性的海啸源.而对于菲律宾和越南,则更多地应该考虑以马尼拉海沟的中部断层和南部断层为海啸源开展进一步的预警研究.

(3) 由于历史地震数据不足,我们用于模拟的初始数据可能和实际存在一定的偏差,这在一定的程度上会影响我们模拟计算的精度.如何建立考虑震源参数偏差的波高预测方法是值得研究的问题.

[参考文献]

[1] 魏柏林,康英,陈玉桃,等.南海地震与海啸[J].华南地震,2006,26(1):47-58.

- [2] KIRBY S, GEIST E L, LEE W H K, et al. Tsunami Source Characterization for Western Pacific Subduction Zones: A preliminary report[R]. 2006, <http://walrus.wr.usgs.gov/tsunami/workshop/>.
- [3] 叶琳, 于福江, 吴玮. 我国海啸灾害及预警现状与建议[J]. 海洋预报, 2005, 22(增刊): 147–157.
- [4] LIU P L F, WANG X, ANDREW J S. Tsunami hazard and forecast study in south china sea[J]. Journal of Asian earth sciences, 2009, 36: 2–12.
- [5] FIELD E, DAWSON T, FELZER K, et al. Uniform California Earthquake Rupture Forecast, Version 2 (UCERF 2) [J]. Bulletin of the seismological society of America, 2009, 99(4): 2 053–2 107.
- [6] LIU P L F, WOO S B, CHO Y S. Computer programs for tsunami propagation and inundation[R]. 1998, <http://ceeserver.cce.cornell.edu/pllgroup/comcot.htm>.
- [7] WANG X, LIU P L F. A numerical investigation of Boumerdes—Zem-mouri (Algeria) earthquake and tsunami[J]. Computer modeling in engineering & science, 2007, 10(6): 171–183.
- [8] BRUNE J N. Seismic moment, Seismicity, and Rate of Slip along Major Fault Zones[J]. Journal of geophysical research, 1968, 73(2): 777–784.
- [9] HANKS T C, KANAMORI H. A moment-magnitude moment scale[J]. J Geophys Res, 1979, 84: 2 348–2 350.
- [10] NAKAMURA S. On Statistical Tsunami Risk of the Philippines[J]. South East Asian studies, 1978, 15(4): 581–590.
- [11] DUONG N A, KIMATA F, MEILANO I, et al. Assessment of Bathymetry Effects on Tsunami Propagation in Viet Nam[J]. Advances in natural science, 2009, 10(4): 457–468.
- [12] ACHARYA H K, 吴振寰. 菲律宾断层的地震滑动及其构造意义[J]. 地震地质译丛, 1981(3): 16–18.
- [13] HECK N H. List of seismic sea waves[J]. Bull Seism Soc Am, 1947, 4: 269–279.
- [14] BAUTISTA B C, BAUTISTA M L P, OLIKE K, et al. A new insight on the geometry of subducting slabs in northern Luzon, Philippines[J]. Tectonophysics, 2001, 339: 279–310.

[ 责任编辑: 陆炳新 ]

(上接第 7 页)

- [7] WEI S, HOU S. Rank preserving linear maps on nest algebra[J]. J Operator Theory, 1998, 39: 207–217.
- [8] DOLINAR G. Maps on  $B(H)$  preserving idempotents[J]. Linear and multilinear algebra, 2004, 52(5): 335–347.
- [9] CUI J L, HOU J C. Linear maps preserving idempotence on nest algebras[J]. 数学学报(英文版), 2004, 20(5): 807–820.
- [10] DOLINAR G. Maps on matrix algebras preserving idempotents[J]. Linear Algebra Appl, 2003, 371: 287–300.
- [11] 张晓慧, 张建华. 套代数上 Jordan 同构的刻画[J]. 数学学报(中文版), 2013, 56(4): 553–560.
- [12] ZHANG J H, YANG A L. Linear maps preserving zero products on nest subalgebras of von Neumann algebras[J]. Linear Algebra Appl, 2006, 412(2): 348–361.
- [13] 李小梅, 张建华.  $B(H)$  上保投影的映射[J]. 数学进展, 2014, 43(3): 425–428.

[ 责任编辑: 陆炳新 ]