综述

海啸和海啸预警的研究进展与展望

安超*

上海交通大学船舶海洋与建筑工程学院, 水动力学教育部重点实验室, 上海 200240

* 通讯作者, E-mail: anchao@sjtu.edu.cn

收稿日期: 2020-04-12; 收修改稿日期: 2020-06-22; 接受日期: 2020-07-08; 网络版发表日期: 2020-11-06

国家自然科学基金项目(批准号: U1901602、11632012)资助

摘要 海啸是重要的海洋灾害之一, 经常与地震灾害伴生, 可以跨洋传播而不明显损失能量, 登岸时波高骤升, 对沿岸造成巨大的生命财产损失. 21世纪以来, 海啸灾害频发, 引起世界各国对海啸成因机制及预警研究的重视. 海啸数据对解析俯冲带大地震的破裂模型也有重要作用. 文章对近年来有关海啸生成、传播、反演和预警的研究进展进行综述, 分析现已取得的研究成果及存在的问题, 讨论海啸预警策略的研究思路, 并展望未来的海啸研究热点.

关键词 海啸, 海啸预警, 海啸反演, 俯冲带地震, 海啸模拟

1 引言

海啸是海洋中的重力水波, 可由俯冲带逆冲地震、海底滑坡、火山喷发等引起. 海啸在开阔海域传播时波长很长, 波高较小, 可以跨洋传播很长距离而不明显损失能量. 登岸时因为水深变浅, 海啸波波长变短、波高骤升, 对沿岸居民及设施造成重大破坏. 历史上海啸多次发生, 并留下了沉积物等地质证据或者历史文献记载(如Satake等, 2020); 近代测量波浪高度的仪器发明之后, 人类对海啸有了更多的定量观测和深入研究.

在有历史记载之前发生的或无文字记载的海啸被称为古海啸(paleotsunami), 而在历史记载中有人目击到或者有仪器观测到的海啸被称为历史海啸(historical tsunami). 目前对于古海啸主要通过沿海地区的海啸沉积物进行研究, 根据沉积物可以推算海啸的发生时间

及淹没范围等. 对于历史海啸, 除了分析其产生的沉积物外, 还可以通过查阅古代史书中的相关记载、根据灾害破坏来推算海啸登岸时的波高. 例如, Satake等(1996)根据1700年日本史书记载的海啸对房屋、设施的破坏, 推测出多个地区的海啸波高和到时, 并推断海啸波源是来自美国西部Cascadia俯冲带的震级约为9级的大地震. 之后Yamaguchi等(1997)对美国华盛顿州西海岸的红松树的年轮进行了分析研究, 证实了1700年Cascadia俯冲带发生了大地震并造成红松树死亡. Nanayama等(2003)分析了日本北海道的沿海沉积物, 从中发现了千岛海沟在过去2000~7000年内每500年发生一次大海啸的证据. Monecke等(2008)研究了苏门答腊岛北部的沉积物, 其中有两次事件的沉积物特征与2004年苏门答腊海啸沉积物相似, 很可能是海啸造成的, 时间分别为1290~1400年和780~990年. Sun等(2013)通过对南海西沙群岛的沉积物分析, 认为南海

中文引用格式: 安超. 2021. 海啸和海啸预警的研究进展与展望. 中国科学: 地球科学, 51(1): 1~14, doi: 10.1360/SSTe-2020-0119

英文引用格式: An C. 2020. Tsunamis and tsunami warning: Recent progress and future prospects. Science China Earth Sciences, <https://doi.org/10.1007/s11430-020-9672-7>

在1024年左右出现过大海啸。Namegaya和Satake (2014)对869年的日本Jogan地震海啸进行了研究, 根据海啸沉积物的分布范围、深度并结合海啸数值模拟, 推测出869年Jogan地震的震级至少为8.6级。869年Jogan地震被认为是2011年日本Tohoku地震的同一位置发生的前一个地震, 因此明确其震级大小对研究该俯冲带的地震周期有重要意义。

有关古海啸和历史海啸的研究资料较为稀少, 并且有关海啸到时和波高的数据精确度较低, 大大限制了相关的定量研究。1851年美国旧金山建造了第一个自动记录数据的潮位站, 自此以后有了更多的海啸定量测量。最早被仪器记录到的大海啸是1854年日本Tokai和Nankai海啸, 分别发生在1854年12月23日和24日, 相隔约30h。两个地震的震级估计都是8.4级左右, 都发生在日本南部的Nankai俯冲带。地震产生的海啸越洋传播, 大约在12.5h后到达美国西部的旧金山, 被当地的潮位站所记录。从记录上看, 两次海啸波到达美国时的振幅约为10cm, 远小于大约2m的潮汐振幅。相关数据已经数字化, 可在美国国家海洋和大气管理局(NOAA)的网站上查阅(<https://www.ngdc.noaa.gov/hazard/tide.shtml>)。之后, 在同一俯冲带的相似位置又发生了两次大地震, 即1944年震级8.1级的Tonankai地震和1946年震级8.3级的Nankai地震, 两次地震都引发了海啸, 海啸波被日本的多个潮位站所记录, 最大振幅在1m左右。这些海啸数据后来被用来研究地震的破裂范围及位错分布(Satake, 1993; Tanioka和Satake, 2001a, 2001b; Baba等, 2002; Baba和Cummins, 2005)。这些历史记录是研究日本Nankai俯冲带地震周期的重要依据。1944年和1946年的两次地震是否释放了1854年两次地震以来积累的全部能量, Nankai俯冲带下次大地震何时发生以及会引发多大的海啸灾害目前是日本地震海啸研究的一个热点(例如, Mulia等, 2017b; Watanabe等, 2018)。另外一个被仪器记录到的大海啸是1883年印尼的Krakatoa海啸, 由火山喷发引起, 造成了超过36000人死亡(Simkin和Fiske, 1983)。海啸波越洋传播到美国夏威夷和旧金山, 被潮位站所记录, 最大振幅约10cm, 相关数据也可以在NOAA网站上查阅。1883年Krakatoa火山喷发后岩浆又逐渐积累, 形成了Anak Krakatoa火山, 字面意思为“Krakatoa之子”, 并在2018年12月22日再次喷发。火山喷发造成了明显的山体滑坡(Williams等, 2019), 引发较大规模的海啸, 造

成了超过400人死亡(Grilli等, 2019)。1960年的智利海啸由9.5级地震引发, 是有地震记录以来的最大地震, 海啸波被智利、美国、日本等多地的潮位站所记录, 并用于研究地震震源(Ho等, 2019)。2004年的印尼苏门答腊海啸由9.2级地震引发, 地震破裂长度超过1000km, 海啸登岸波高最高达到30m, 共造成大约23万人死亡。这是人类历史上第一次有较为密集的潮位站记录到海啸波波形, 并且有卫星记录到海啸传播过程中的波高, 可用于地震震源和海啸波源研究(Lay等, 2005; Titov等, 2005; Liu等, 2005; Wang和Liu, 2006; Fujii和Satake, 2007)。

2004年苏门答腊大海啸引起了世界各国对海啸和海啸预警研究的重视, 而有关海啸的观测手段也逐渐进步。因应海啸预警的需求, NOAA在深海海洋中逐年布放了多个海啸浮标, 即DART(deep-ocean assessment and reporting of tsunamis)系统。海啸浮标的记录仪器是安放在海底的压强计, 记录海底的压强变化。当海啸波经过压强计所在位置的海面时会引起水柱高度的变化, 从而引起海底压强的变化。根据记录的压强可以反推海面高度, 即为海啸波高度。压强计记录的数据通过声波传输到海水表面的浮标, 并由浮标发送到卫星, 再发送到地面的数据中心进行相关的海啸预警分析。整个数据记录和传输过程可做到实时进行。海啸浮标的数据可以在NOAA的网站上进行查阅(<https://nctr.pmel.noaa.gov/dart/>)。海啸浮标一般布放在俯冲带海沟附近, 以便地震发生后能尽快侦测到海啸波, 用于海啸预警。海啸浮标记录的数据受海底地形的影响较小, 可用于反推波源、震源信息, 对于研究俯冲带大地震提供了极大的帮助。另外, 传统的潮位站位于海岸边, 也可以记录海啸波, 虽然其数据尤其是尾波受岸边地形影响较大, 但相关数据也被用于震源研究。潮位站的数据可以在联合国政府间海洋学委员会(IOC)的网站上查阅(<http://www.ioc-sealevelmonitoring.org>)。海啸浮标和潮位站记录的海啸数据, 结合其他地震数据, 如地震波、大地测量数据等, 自2004年之后逐步被广泛应用于研究俯冲带大地震的震源破裂过程, 如2010年智利Maule地震(Fujii和Satake, 2013; Yue等, 2014)、2011年日本Tohoku地震(Fujii等, 2011; Satake等, 2013)、2014年智利Iquique地震(An等, 2014; Lay等, 2014)及2015年智利Illapel地震(Heidarzadeh等, 2016; An等, 2017b)等。

中国拥有1.8万多公里大陆海岸线, 管辖300多万平方公里海域, 但历史上的海啸灾害相对较少. 根据NOAA总结的历史海啸资料库(https://www.ngdc.noaa.gov/hazard/tsu_db.shtml), 图1展示了亚太边缘海周边有确切记载的由地震或者火山引发的海啸. 从已知资料来看, 中国主要的海啸威胁来自马尼拉海沟和琉球-日本南海海沟两个俯冲带. 巽他板块在马尼拉俯冲带向下俯冲到菲律宾海板块的下方, 俯冲速度大约为 $50\sim 100\text{mm a}^{-1}$ (Hsu等, 2012, 2016), 是目前南海周边国家评估海啸灾害的重点研究对象(例如, Liu等, 2007; Liu等, 2009; Megawati等, 2009; Ren等, 2014; Li等, 2016). 马尼拉俯冲带历史上发生的地震较为频繁, 但并无有关海啸的明确记录. Sun等(2013)通过对西沙群岛的沉积物的分析推测1024年左右在南海发生过一次大海啸, Yang等(2017)和杨文卿等(2019)通过更多的沉积物证据及考古发现认为大海啸的发生时间为1076年, 海啸源为马尼拉俯冲带. 从2007年以来, 南中国海海啸研讨会(South China Sea Tsunami Workshop)每年

举行一次, 聚焦讨论马尼拉海沟断裂带潜在的地震海啸, 重点研究该断裂带的震源参数、南中国海区域的海啸预警方法、海啸对海岸工程和海岸地貌的影响等. 中国国家海洋局于2013年开始筹备建设南中国海区域海啸预警中心, 并于2018年起开始24h业务化运行, 为南海周边国家提供海啸预警信息, 而马尼拉俯冲带是预警中心的重点监视对象之一. 中国台湾北部的琉球海沟历史上多次发生大海啸, 例如1771年的海啸造成琉球群岛超过10000人死亡(Nakamura, 2009), 而再向北的日本Nankai海沟历史上的海啸灾害更加严重. 但到目前为止, 有关琉球和日本Nankai俯冲带可能发生的海啸对中国影响的研究较少. 琉球海沟再向东的伊豆-小笠原海沟、马里亚纳海沟, 以及南部的菲律宾海沟历史上都发生过中小规模的海啸, 因为离中国距离较远, 可以推测对中国的影响有限. 西南方向的苏门答腊俯冲带海啸灾害频繁, 并且规模较大, 但因为东南亚岛屿的阻挡, 海啸对中国的影响可以忽略.

常见的海啸诱发机制包括地震、滑坡、火山喷发

图1 亚太边缘海周边的历史海啸

圆圈代表地震, 圆圈的大小代表震级, 三角代表火山, 圆圈和三角内的填充颜色代表了引发海啸的已知最大水高. 有红色外线的符号代表海啸波高度超过了10m. 资料来源: NOAA历史海啸资料库(https://www.ngdc.noaa.gov/hazard/tsu_db.shtml)

等. 相对来说, 地震诱发海啸的发生频率较高, 并且得益于全球海啸观测系统的完善, 目前对地震海啸的成因机制和预警减灾的研究也相对成熟. 本文着重讨论俯冲带逆冲地震引发的海啸的研究现状, 将从海啸的生成、传播、反演和预警四个方面进行论述, 并展望未来可能的研究热点及需求.

2 海啸的生成

逆冲地震引发海啸是一个涉及断层破裂、海底变形以及海水响应的复杂过程, 产生了地震波、地表形变、海水高度变化、海底压强变化等多种观测数据. 图2展示了一个地震引发海啸的示意图. 由于海洋板块向陆地板块下面俯冲, 板块交界的断层破裂发生地震, 并释放出地震波, 同时引发陆地及海底的形变. 陆地地形变可由定位系统(GNSS)和雷达进行测量; 海底形变造成海水的垂直运动, 之后海水以水波的形式向外传播形成海啸. 海啸波向外传播时, 其波形由布置在海底的压强计及岸边的潮位站等仪器所记录. 另外, 由于海水是可压缩的, 海底变形时对海水的作用力及地震波在固液界面的转换产生了水中的弹性波, 即水内声波.

尽管地震海啸是个涉及流固耦合的相互作用过程, 但目前的一般做法是将固体和流体部分分开, 先考虑固体部分的断层破裂过程, 再将海底的变形作为海水部分的边界条件, 研究海水的响应. 一个最简化模型是忽略地震的破裂过程, 根据断层的最终位错分布, 采取半无限空间均匀弹性模型计算海底的静态永久形变(Okada, 1985); 认为海水响应是瞬时的并且海面高度与海底的垂直位移完全一致, 便得到海水高度的初始值,

再通过水波理论研究海啸波的传播、登岸等现象. 在本文中, 将此模型称作海啸生成的静态抬升模型, 并从这个模型出发, 讨论其中所做的假设及其误差.

2.1 地震破裂过程对海啸生成的影响

海啸生成的静态抬升模型忽略了地震的破裂过程, 直接使用地震破裂完成后的海底永久变形作为海水的初始条件. 其根据在于, 一般情况下地震的破裂时间远远小于其引发的海啸波的周期. 例如, 8.5级左右的大地震的破裂时间约为1min. 其引发的海啸波为重力波, 波长与地震破裂尺度相当, 传播速度按照浅水波理论为 $\sqrt{gh}$ (g 为重力加速度, h 为水深), 因此其周期约为20min(取波长为200km, 水深为2km). 在1min的地震破裂过程中, 海啸波的传播时间仅为1/20个周期, 因此可以忽略该传播效应. 例如, Fujii等(2011)忽略了地震破裂过程, 通过海啸数据反演得到了2011年日本Tohoku地震的最终位错分布. 若要考虑地震的破裂过程, 需要将时间离散, 分段计算海啸的生成, 将后面时间新生成的海啸波叠加到前面时间海啸波的传播过程中. 例如, Satake等(2013)展示了一个破裂过程为3min左右的震源模型, 相比于忽略地震破裂过程的结果, 其引发的海啸波在近场的到时更晚、波高更低, 对观测数据的拟合更好. 一般来说, 地震震级越大, 断层的破裂长度越长、破裂时间越长, 破裂过程对海啸生成的影响也越显著. 例如对于2004年苏门答腊地震, 其破裂长度约1300km、破裂时间约8min(Ishii等, 2005), 因此对海啸的研究需要考虑地震的破裂过程(例如, Grilli等, 2007; Fujii和Satake, 2007). 但需要注意的是, 海啸波虽然受到地震破裂过程的影响, 但一般来说, 海啸数

图2 逆冲地震诱发海啸过程示意图

海洋板块从右向左俯冲到陆地板块下面, 在板块交界处发生逆冲地震. 地震释放出地震波(白色), 并造成了陆地和海底的形变(虚线和实线). 海洋内形成海水抬升, 向外传播成为海啸. 海底形变及地震波都引发海水内的声波(蓝色)

据对地震破裂速度及破裂时间的解析度较低(Fujii和Satake, 2007). Ren等(2019)通过数值模拟证实了地震破裂过程对于破裂长度超过1000km的大地震引发的海啸有显著的影响.

2.2 海面高度变化与海底位移的关系

海啸生成的静态抬升模型假设海面高度的变化等同海底的垂直位移, 下面从三个方面对这个假设进行讨论. 第一, 海底的垂直位移是否能转化为相同的海面高度变化. 如果假设海水不可压缩, 则海水部分可以用势流体理论描述. 在势流体理论中, 位于海水表面的水波的影响深度和水波的波长为同一量级; 与此相似, 海底变形的影响深度也是海底变形的波长的量级. 如果海底变形的水平尺度太小, 不能穿透水层而使得海水表面发生变化; 海底变形的水平尺度远远大于水深时, 海底的垂直位移转化为完全相同的海面高度变化. 海底变形中波长较短的分量则在转化过程中有所衰减, 并且波长越短衰减越严重, 呈现出低通滤波效应. 日本科学家Kinjiro Kajiura对海啸的生成理论有开创性贡献(Kajiura, 1963, 1970, 1981), 因此计算这种低通滤波效应的公式也称为“Kajiura公式”(Kajiura, 1963), 并用于实际的海啸模拟中(例如, Tanioka和Seno, 2001; Gusman等, 2012). 一般来说, 大地震造成的海底变形尺度与其破裂范围相当, 远大于水深, 因此此效应在地震较小或者水深较深时会比较明显.

第二, 倾斜海底的水平位移对海啸生成的贡献. 倾斜海底的水平运动也会影响海面的高度变化, 从而产生海啸. Tanioka和Satake(1996)提出了一个简单的公式来计算海底水平位移对海啸生成的贡献, 即水平位移造成的海面高度变化等于水平位移与海底倾角正切的乘积. 之后, 该公式被广泛应用于实际的海啸模拟中(例如, Fujii和Satake, 2007; Satake等, 2013). 俯冲带断层在海沟附近的倾角较小(一般在 10° 左右), 所以逆冲地震产生的海底水平位移通常大于垂直位移. 因此, 在海底坡度较陡的区域, 水平位移对海啸生成的贡献有可能接近垂直位移的贡献. 例如, Satake等(2013)研究认为, 在2011年日本Tohoku海啸中, 海底水平位移对一些近场台站的海啸波高的贡献达到20~40%. Hu等(2020)通过数值模拟验证了Tanioka和Satake(1996)的公式对于可压缩和不可压缩海水都准确成立.

第三, 倾斜海底水平运动激发的海水的水平运动

对海啸生成的影响. 绝大多数的海啸研究中都假设海水的初始速度场为零, 根据海面的初始高度对海啸波进行数值模拟. 倾斜海底的水平运动会在海水内产生了一个局部的水平速度场, Song等(2008, 2017)提出, 该水平速度场可显著影响海啸的生成. 他们通过实验和数值模拟的研究指出, 对于2004年苏门答腊海啸, 水平速度场的对海啸波幅的贡献高达2/3, 对2011年日本Tohoku海啸波幅的贡献为1/2. 但是, 该研究结果存在争议, 一个原因是Song等(2017)使用的评估海水水平速度场的理论适用于垂直的海底, 而真实的海底地形坡度一般较缓. Lotto等(2017)考虑了海水的可压缩性及流固耦合, 对倾斜海底的地震海啸过程进行了数值模拟, 证明了海底的水平运动造成的海水的水平速度场大部分以弹性波形式存在, 随着弹性波向源区外部传播而向外传播, 对于海啸的生成没有影响. Hu等(2020)通过数值模拟同样验证了海水的水平动量对海啸的生成的影响可以忽略. 因此, 倾斜海底的水平运动对海啸生成的贡献仍然可以使用Tanioka和Satake(1996)的公式进行评估, 而其引发的水平速度场为水内声波, 与以重力为回复力的海啸波是解耦的.

2.3 海水的可压缩性对海啸生成的影响

海啸的生成模型通常假设海水是不可压的. 该假设依据水内声波的波速远远大于海啸波的波速, 例如, 水内声波的波速约为 1.5 km s^{-1} , 海啸波在2000m水深的海洋中波速约为 0.14 km s^{-1} . 因此, 虽然声波和海啸波在震源区有短暂的重叠, 但很快会分离开, 互不影响(Hu等, 2020). 在实际观测中, 海啸浮标的位置离震源区越来越近, 弹性波和海啸波来不及分开, 其记录的海底压强是地震波、水内声波和海啸波互相叠加的结果. 如何从海底压强记录中分离出海啸波信息是使用海啸浮标数据进行海啸预警的前提(Saito, 2013, 2017; Saito和Tsushima, 2016). 研究海底压强中的地震波、声波信号时则必须考虑海水的可压缩性, 尤其对于高频振动(An等, 2017a). 但目前海啸浮标的采样率较低(采样间隔通常为15s~1min), 受限于观测数据不够丰富, 这方面的研究还不够成熟. 另外, 考虑海水的可压缩性时, 除了地震波在界面处转换产生的水内声波外, 海底的永久变形会直接产生水内的声波. 地震是否引发海啸的关键在于地震是否产生了显著的海底变形, 因此, 海底变形引发的水内声波的探测及其性质有望

成为海啸预警的直接依据(Nosov, 1999; Nosov和Kolesov, 2007; Mei和Kadri, 2018). 例如, Mei和Kadri(2018)通过摄动法研究了震源为细长形状时产生的水内声波问题, 并推导出声波随距离传播的渐近理论解. 但是, 这项工作仅考虑了流体部分, 声波由施加在水底的位移边界条件所激发, 并未考虑海底地震释放的地震波. 地震释放的地震波在固液界面也会转换为水内声波, 如何区分海底变形与地震波转换造成的水内声波是实现由声波进行海啸预警的一个关键. 考虑海底地震时, 理论解变得十分复杂, 因此可以通过数值方法研究水内声波的特征. 另外, 实际观测数据对推动这方面的研究也至关重要. 随着日本S-net海底观测网的完善和数据对外公开, 以及未来DART海啸浮标系统增加更多的近源区观测台站并提高采样率, 海底压强数据及可压缩海水对地震的响应将成为未来的海啸研究一个热点方向.

3 海啸的传播

海啸的传播过程一般可以使用经典的水波理论进行描述. 首先忽略海水的黏性并假设流体的速度有势(吴望一, 1982), 则海水的速度势满足拉普拉斯方程; 边界条件包括水表面的运动学和动力学自由边界条件、海底的垂直速度连续的边界条件. 这样就得到势流体理论下的水波控制方程(例如, Mei, 1989). 之后引入两个无量纲参数来表征水波的特征, 即 $\varepsilon=A/h$, $\mu^2=(kh)^2$, 分别代表了水波的非线性和频散, 其中 A 、 h 、 k 分别为水波的特征振幅、水深、水波的特征波数. 当 ε 和 μ^2 都为小量且数量级相当时, 水波方程可以在垂直方向进行幂次展开, 忽略高阶项后, 控制方程从三维方程简化为只包含水平坐标的二维的Boussinesq方程(Mei, 1989). 如果保留水波的非线性而完全忽略频散, 水波的控制方程称为非线性浅水波方程. 如果完全忽略水波的非线性和频散, Boussinesq方程简化为线性浅水波方程.

俯冲带大地震产生的海啸波在深海传播时的振幅约为1m, 水深约4km, 波长约100km, 由此计算的 ε 和 μ^2 值都很小, 因此海啸波的非线性和频散都很弱(An和Liu, 2014). 虽然有的研究声称大地震引发的海啸波在近场时其频散也可能较为显著(例如, Saito等, 2011, 2014), 但忽略频散的浅水波方程被广泛应用于大地震

海啸的数值模拟, 而包含频散的Boussinesq方程用于波长与水深接近的小海啸的研究, 如滑坡和火山引发的海啸等. 当海啸波传播到近岸区域时, 水深变浅、波高变高, 水波的非线性变得显著, 因此对海啸波的登岸过程通常使用非线性浅水波方程. 目前基于线性和非线性浅水波方程的海啸数值程序主要有COMCOT(Liu等, 1998; Wang和Liu, 2006)、GEOCLAW(LeVeque等, 2011)、MOST(Titov和Gonzalez, 1997; Titov和Synolakis, 1998)、TUNAMI(Imamura, 1996)等; 基于Boussinesq方程的海啸数值模型主要有FUNWAVE(Shi等, 2012)、COULWAVE(Lynett等, 2002)、Jagurs(Baba等, 2017)等.

在对实际海啸的数值模拟中, 人们发现使用线性浅水波方程计算的海啸波到时总比实际观测要早, 这一现象在跨洋远场台站尤其明显, 到时差可达15~30min(例如, Watada等, 2014). 这是因为浅水波方程描述了理想情况下海啸波的传播, 而在实际海洋中, 海啸传播受到水波频散、地球弹性、海水可压缩性、温度盐度及水压导致的海水分层、水波传播导致地球重力场变化等多种因素的影响. 这些因素虽然都是小量, 在海啸波传播路程较短时可以忽略, 但其效应随着传播距离的增加而积累, 在远场会有比较明显的体现. Tsai等(2013)、Watada(2013)、An和Liu(2016)等从理论上研究了考虑多种实际因素的情况下海啸波的传播波速. Yue等(2014)发展了一种使用浅水波方程对海啸波进行数值模拟、再根据传播路径的水深数据对海啸波的频散效应进行修正的方法, 得到了更准确的远场海啸波模拟结果. Watada等(2014)采取了类似的策略, 先使用浅水波方程对海啸波进行模拟, 再根据传播路径对影响海啸波传播的多种因素进行修正, 从而得到符合观测的海啸波到时和波形. 通过这种方法, 跨洋传播的远场海啸波也可以得到较为准确的模拟, 因此远场观测的海啸数据被逐渐用于地震震源研究, 成为当前海啸研究的一个新兴方向(例如, Yue等, 2014; Ho等, 2017, 2019).

4 海啸的反演

海啸反演是指通过海啸观测数据反推海啸波的波源, 如地震的破裂过程、海啸波的初始波高分布等. 采用海啸生成的静态抬升模型时, 断层位错与海底垂直

位移或者初始水面波高为线性关系; 采用线性浅水波方程描述海啸的传播过程, 则初始水面波高与海啸台站观测的海啸波形也为线性关系. 因此, 如果忽略地震破裂过程对海啸生成的影响, 或者已知断层的破裂速度, 通过海啸波形反演断层的位错分布即为简单的线性反演(Satake, 1987; Liu等, 2009). 对俯冲带大地震的深入研究表明, 海啸数据对解析地震的位错分布, 尤其是海沟附近的位错大小至关重要. 其原因在于, 俯冲带大地震的破裂通常较浅, 产生的永久形变大部分在海洋内, 进而形成海啸(图3). 目前缺乏直接的海底形变观测, 因此海底形变导致的海啸观测数据变得十分重要. 如果仅仅使用地震波和陆地上的大地测量数据, 则不足以准确地约束断层上的浅层破裂. 例如, An等(2014)针对2014年智利Iquique地震发现, 仅使用远场地震波反演得到的震源在断层的浅层和深层部分具有显著破裂, 这将导致海啸波有两个波峰, 与实际观测不符; 而使用海啸数据反演得到的结果只有震中附近

的深层破裂. Lay等(2014)对同一地震得到相似的研究结论. Yue等(2014)通过对2010年智利Maule地震的多数据联合反演结果证明, 利用海啸数据能有效的约束俯冲带地震的近海沟浅层破裂.

随着观测数据的逐渐丰富, 海啸数据被广泛用于俯冲带地震的震源研究, 多数据联合反演也逐渐成为潮流. 但目前较为缺少有关海啸数据对震源细节的分辨能力的研究工作(岳汉等, 2020). 例如, Fujii等(2011)在使用海啸数据反演2011年日本Tohoku地震的震源时, 将断层划分为 $50\text{km} \times 50\text{km}$ 大小的单元. 在之后的改进工作中, Satake等(2013)将近海沟附近的单元细化为 $50\text{km} \times 25\text{km}$. 而对于同一地震, Simons等(2011)使用的单元大小约为 20km . An等(2018a)通过对2011年日本Tohoku地震、2014年智利Iquique地震、2015年智利Illapel地震的研究发现, 海啸数据对断层位错分布的细节分辨率很低. 例如对于2011年Tohoku地震, 他们构建了两个位错模型, 一个通过海啸波反演得到, 分辨率

图 3 2011年日本Tohoku地震、2014年智利Iquique地震、2015年智利Illapel地震的位错分布及其在海洋内产生的永久形变. 黑色倒三角标注了震源附近的海啸台站, 红色五角星标注了震中位置. 通过这三个地震可以观察到, 俯冲带大地震产生的永久形变大部分位于海洋内. 永久形变有多少位于海洋内与地震破裂的位置、海沟到海岸的距离等因素相关. 位于海洋内的永久形变通过海啸传播而被海啸台站所记录, 是研究俯冲带地震震源模型的重要依据.

为 $25\text{km}\times 25\text{km}$; 一个通过全局搜索得到, 为矩形的均匀位错模型, 而两者预测的海啸波在28个观测台站的波形几乎相同. 对于更多的历史地震及未来会发生的地震, 需要有更多的有关海啸数据对震源细节分辨能力的研究, 这决定了是否能够对震源模型的细节进行正确的解读. 另外, 不同的研究经常使用不同数量的海啸数据. 例如对于2011年日本Tohoku地震, Fujii等(2011)使用了33个海啸台站的数据, Simons等(2011)用了12个海啸浮标的数据, Satake等(2013)使用了53个海啸台站的数据. 反演中使用更多的数据一般意味着得到更好的结果, 但An等(2018b)通过对2011年日本Tohoku海啸28个台站的数据分析发现, 在有较好的方位角覆盖的情况下, 海啸台站数量在4个以上时, 使用更多的台站数量对反演结果的提升十分有限. 此结论与海啸数据对震源细节的分辨能力较低相一致, 即海啸数据携带的震源信息较为简单.

传统的海啸反演方法是通过海啸数据反推得到地震的破裂参数. 另外有一些研究将海啸与地震分离开来, 不考虑地震过程, 而通过海啸数据直接反推海啸波的波源. 例如, 将海啸源区划分为一定大小的单元, 每个单元施加一个波高为1m的柱状或高斯状海啸波, 令其传播到海啸台站, 得到源区单元的格林函数; 再根据台站的实际海啸数据, 通过线性反演得到源区每个单元的海啸波波高, 从而得到整个源区的海啸波波源(例如, Baba等, 2005; Saito等, 2010, 2011; Mulia和Asano, 2016). 这种方法的优势在于不需要知道震源区断层的位置, 也不依赖任何震源参数. 但与此同时, 因为缺少断层及震源参数的约束, 反演过程的自由度较大, 往往需要较大的光滑和阻尼来得到比较合理的结果. 另外一种使用海啸数据反推波源的方程称为时间反转(time reversal)方法, 即将海啸记录在时间上反转, 再施加到记录台站所在位置进行数值模拟. 在模拟中, 海啸波由台站向源区传播, 不同台站传播出来的海啸波在源区干涉叠加而得到海啸波的波源. 该方法从声学研究中发展而来(Fink, 1992), 之后在地震学中有一定程度的应用(例如, Tromp等, 2005; Larmat等, 2006), 之后由Hossen等(2015b)将其第一次用于海啸研究. 相对地震波来说, 海啸波的数值模拟更为精确, 因此理论上更适合使用时间反转方法. 但实际海啸的观测台站数目一般较少并且空间分布极为不均, 往往需要仔细挑选使用部分观测数据才能得到较好的反转结果

(An和Meng, 2017; Hossen等, 2018). 目前出现一些研究希望将时间反转方法与反演算法相结合来对结果进行改善(Hossen等, 2015a; Zhou等, 2019).

5 海啸预警

海啸预警包含了定性和定量两个层面, 即地震发生后是否会引发海啸, 以及定量预测海啸传播到沿岸区域时的到时的和波高(表1). 地震发生后的第一时间根据地震台数据推断地震的位置、震级大小以及可能的震源机制解, 判断地震是否会引发海啸. 一方面, 由于地震仪的“饱和”现象, 震后第一时间根据地震数据不一定能够准确的估算地震大小. 例如, 2011年日本Tohoku地震就是在第一时间低估了地震震级, 以至于大大低估了地震引发的海啸(Hoshiba和Ozaki, 2014). 目前有研究试图通过其他数据更准确的估算地震震级, 比如使用陆基大地测量数据(Melgar等, 2015)、海底压强数据(An等, 2017a; Kubota等, 2017)等. 另一方面, 根据快速得到的地震参数不能确保准确判断是否有海啸波产生, 常常会产生误报. 前文提到, 海啸的生成与海底变形直接相关, 而海底变形会产生海水内的声波. 因此, 观测地震发生后是否有海底变形产生的水内声波可能是解决海啸预警误报的一个有效手段. 目前有关地震引起的水内声波的理论和观测研究都处于起步阶段.

海啸情景数据库方法(tsunami scenario database)是目前最常用的海啸预测方法. 其基本流程是, 针对有潜在海啸危险性的区域, 设定一系列不同震级、位置和深度的地震, 通过数值模拟计算地震引发的海啸, 并存储计算结果. 地震发生后, 根据实际地震的震中、深度和震级, 选择震源参数与实际地震最为接近的计算结果作为海啸预测. 该方法被很多海啸预警系统所采用, 例如日本(Kamigaichi, 2009)、澳大利亚(Greenslade和Titov, 2008; Greenslade等, 2011)、印度尼西亚(Rudloff等, 2009; Setiyono等, 2017)等. 在海啸情景数据库的计算过程中, 需要从地震震级出发, 使用震源比例关系(scaling relation)得到断层的破裂长度、宽度和面积, 构造矩形的均匀位错模型, 再计算地震引发的海啸波. 实际的地震破裂是非均匀的, 因此长期以来人们认为使用均匀位错模型会造成较大的海啸预测误差. 但是有的研究发现, 根据地震波的反投影方法估算得

表 1 根据震源距离和观测数据划分的海啸预警策略^{a)}

距离	观测数据	预警任务	预警方法	存在问题	解决思路
超近场	强震数据、大地测量	判断有无海啸发生	确定地震位置、震级、震源机制, 判断有无海啸发生	误报过多	增加近源观测, 如海底压强计等, 搜集海啸生成的直接证据
近场、远场 (无海啸波)	强震数据、大地测量、体波、面波	准确预测海啸波波高、到时	(1) 使用均匀破裂模型预测海啸(如情景数据库) (2) 反演得到有限断层破裂模型并进行海啸预测	(1) 需合理构造均匀破裂模型 (2) 基于地震波、陆基大地测量数据的有限断层模型预测海啸波误差较大	根据地震学数据推测地震破裂的整体特征, 并合理构造简化破裂模型进行海啸波预测
远场(有海啸波)	强震数据、大地测量、体波、面波、海啸波	准确预测海啸波波高、到时	通过海啸波反演或包含海啸波的多数数据联合反演, 得到破裂模型, 进行海啸预测	记录海啸数据的浮标一般离地震源区较远, 无法对近距离受灾区进行海啸预警	在潜在地震源区附近布置更多的海啸浮标

a) 主要划分标准在于有无海啸观测数据。没有海啸数据时, 需要通过地震波、大地测量等数据推断断层破裂参数, 再预测海啸波; 同时需要控制震源参数的不确定性, 以减小预测误差。有海啸数据时, 根据海啸数据并联合其他数据反演震源破裂模型, 可以较为准确的预测海啸波

到地震的破裂面积, 再构造均匀位错模型, 也可以较好的预测海啸波(An和Meng, 2016; Xie和Meng, 2020)。An等(2018a)通过对2011年日本Tohoku海啸、2014年智利Iquique海啸、2015年智利Illapel海啸的研究发现, 通过适当方法构造的矩形均匀位错模型可以准确的预测海啸波, 预测准确度与反演得到的有限断层模型接近。因此, 海啸预测误差的来源并非均匀位错模型, 而是构造均匀位错模型时所使用的震源比例关系。不同的海啸预警系统使用不同的震源比例关系, 例如日本JMA(Japan meteorological agency)的海啸预警系统使用 $\log L=0.5M_w-1.8$ 和 $L=2W$ (L , 破裂长度; W , 破裂宽度; M_w , 地震震级)(Kamigaichi, 2009), 澳大利亚的T1预警系统对不同震级的地震使用了2~10不同的长宽比(Greenslade和Titov, 2008), 印度尼西亚的海啸预警系统使用 $M_w=4/3\log S+3.03$ 和 $L=2W$ (S , 破裂面积, $S=LW$)(Setiyono等, 2017)。这些震源比例关系, 以及其他常用的震源比例关系, 如Wells和Coppersmith(1994)、Strasser等(2010)、Blaser等(2010)、Murotani等(2013)等, 大多根据全球地震数据统计得到, 未必适合于产生海啸的俯冲带大地震。An等(2018a)提出了一个适合于海啸预测的震源比例关系, 其特征是由此得到的破裂面积远小于实际地震的破裂面积, 与Murotani等(2013)使用的“asperity size”相似。Li等(2020)通过对2011年日本Tohoku、2014年智利Iquique和2015年智利Illapel海啸的数值模拟验证了这个震源比例关系对海啸的预测更准确。

在有海啸浮标的区域, 海啸预警变得准确可靠。其基本思路是通过海啸浮标记录的数据反演得到震源的位错模型, 再预测海啸波。例如, 美国的太平洋海啸中

心开发的SIFT系统在对几次大海啸的事后研究中被证明可以准确的预测海啸波(Wei等, 2008; Tang等, 2016)。目前全球的海啸浮标数目仍然较少, NOAA正致力布放更多的海啸浮标用于预警需求。海啸浮标的选址策略除了受到海底地形、海底洋流、政治国界等因素的影响外, 主要考虑离海沟的距离, 希望能在地震发生后尽快记录到海啸波以用于预警。这种选址策略能提高海啸预警的速度, 但不能保证对震源反演及海啸预测的精确性。Mulia等(2017a)提出海啸浮标位于海啸能量辐射最大方向的位置时反演效果最好。An等(2018b)通过对2011年日本Tohoku海啸的分析指出, 仅使用2~4个海啸台站即可得到准确的海啸预警结果, 并给出了海啸台站的最佳位置及评估方法。之后有研究综合考虑海啸预测精度、预警速度以及其他因素来设计海啸浮标的分布(Meza等, 2020; Mulia等, 2019)。

6 海啸灾害的概率性评估方法

除海啸预警外, 海啸灾害评估也是预防海啸灾害的重要手段。传统的海啸灾害评估一般使用确定性方法, 即针对可能发生海啸的断层带, 计算可能发生的最大地震所引发的海啸, 称为“最不利情况”。这种方法能很好地给海岸工程设计提供依据。另一方面, 如果希望知道某个区域海啸波超过某个高度的概率, 需要对海啸灾害进行概率性评估(probabilistic tsunami hazard assessment, PTHA; Geist和Parsons, 2006)。PTHA一般针对地震的发生概率来评估海啸的概率, 即一个地震风险区的地震发生频率和地震震级满足定量的统计关系, 而通过数值模拟可以将地震震级与海

海啸波高相对应, 这样就可以根据地震的发生概率推出海啸波高的概率(例如, González等, 2009; Sørensen等, 2012). 之后人们意识到对同一震级的地震, 不同的震源深度和位错分布也会影响到海啸波波高, 因此PTHA除了考虑地震的发生概率外, 也需要考虑震源深度及位错分布的随机性对海啸波波高概率的影响. 有的研究使用完全随机的位错分布(Mueller等, 2015), 之后的研究使用历史地震的位错分布的统计规律来生成随机的位错分布(Goda等, 2015; Li等, 2016; Sepúlveda等, 2017). PTHA目前存在的一个问题是很多地震风险区的已知地震数量不够多, 因此无法得到准确的地震发生概率, 尤其该地区的地震震级上限, 这影响了PTHA中所考虑的地震概率分布的范围. 例如对于2011年Tohoku海啸, 震前普遍认为该区域可能发生的最大地震是7.5~8.6级(Kagan和Jackson, 2013). 另外, PTHA中生成的随机位错分布是否真正反应了真实地震的位错分布的概率分布也有待进一步证实. 有关PTHA的研究历史、现况、不足和展望, Grezio等(2017)提供了详细的综述. 整体上来说, 现有的PTHA研究多采用较为通用的地震概率分布模型. 虽然地震数量和震级大小满足的古登堡-理查德定律是根据所研究区域的历史地震目录得到, 不同区域会得到不同的地震分布概率, 但对区域地质构造特征的利用仍然不足. 例如, 目前PTHA研究所使用的地震概率模型一般假设地震在研究区域内是均匀分布的. 如何根据板块耦合程度、地震周期的数值模拟等结果改善地震概率模型中的空间分布概率, 是未来PTHA的一个改进方向.

7 总结和展望

本文对俯冲带地震引发的海啸从生成、传播、反演、预警等方面进行了综述, 主要认识总结如下.

(1) 自2004年苏门答腊海啸以来, 海啸记录越来越丰富, 人们对俯冲带地震引发的海啸有了较为深入的认识, 研究框架也逐渐成熟.

之后随着海底压强观测数据的出现, 使得研究可压缩海水在地震过程中的响应成为可能. 海底压强数据涉及地震海啸过程中伴随出现的地震波在固液界面转换、水内声波生成、海啸波生成等物理现象, 对发展可靠的海啸预警策略有所启发, 有望成为未来的一个热点研究方向.

(2) 海啸浮标仍然是目前进行海啸预警的最可靠手段. 在没有海啸浮标的情况下, 通过地震波、大地测量等数据反演得到的有限断层模型有可能造成较大的海啸预测误差; 一个可能的解决方法是估计地震的总体特征, 如震级、深度、破裂范围等, 再使用均匀位错模型预测海啸波.

(3) 海啸的灾害评估除了传统的确定性评估方法外, 逐渐发展出概率性评估方法. 海啸模拟中的多种不确定性, 尤其是震源参数的不确定性, 可通过概率性评估方法转化为海啸波高的概率分布. 而对震源参数不确定性的正确认知是准确进行海啸的概率性评估的关键. 更多地吸收地震学的研究成果, 如板块耦合程度、地震周期的数值模拟结果等, 是改进现有的海啸灾害的概率性评估方法、得到更准确的海啸概率的一个研究方向.

致谢 感谢所有在海啸、海啸预警、海啸灾害评估以及数据共享中做出努力的科研工作者. 海啸研究受益于NOAA、IOC等机构提供的免费高效的资料及数据服务.

参考文献

- 吴望一. 1982. 流体力学. 北京: 北京大学出版社
- 杨文卿, 孙立广, 杨仲康, 高抒, 高月嵩, 邵达, 梅衍俊, 臧晶晶, 王玉宏, 谢周清. 2019. 南澳宋城: 被海啸毁灭的古文明遗址. 科学通报, 64: 107-120
- 岳汉, 张勇, 盖增喜, 王腾, 赵里. 2020. 大地震震源破裂模型: 从快速响应到联合反演. 中国科学: 地球科学, 50: 515-537
- An C, Cai C, Zheng Y, Meng L, Liu P. 2017a. Theoretical solution and applications of ocean bottom pressure induced by seismic seafloor motion. *Geophys Res Lett*, 44: 10272-210281
- An C, Liu P L F. 2014. Characteristics of leading tsunami waves generated in three recent tsunami events. *J Earthq Tsunami*, 08: 1440001
- An C, Liu P L F. 2016. Analytical solutions for estimating tsunami propagation speeds. *Coast Eng*, 117: 44-56
- An C, Liu P L F, Meng L. 2018b. A sensitivity analysis of tsunami inversions on the number of stations. *Geophys J Int*, 214: 1313-1323
- An C, Liu H, Ren Z, Yuan Y. 2018a. Prediction of tsunami waves by uniform slip models. *J Geophys Res-Oceans*, 123: 8366-8382
- An C, Meng L. 2016. Application of array backprojection to tsunami prediction and early warning. *Geophys Res Lett*, 43: 3677-3685
- An C, Meng L. 2017. Time reversal imaging of the 2015 Illapel tsunami

- source. *Geophys Res Lett*, 44: 1732–1739
- An C, Sepúlveda I, Liu P L F. 2014. Tsunami source and its validation of the 2014 Iquique, Chile, earthquake. *Geophys Res Lett*, 41: 3988–3994
- An C, Yue H, Sun J, Meng L, Báez J C. 2017b. The 2015 M_w 8.3 Illapel, Chile, earthquake: Direction-reversed along-dip rupture with localized water reverberation. *Bull Seismol Soc Am*, 107: 2416–2426
- Baba T, Allgeyer S, Hossen J, Cummins P R, Tsushima H, Imai K, Yamashita K, Kato T. 2017. Accurate numerical simulation of the far-field tsunami caused by the 2011 Tohoku earthquake, including the effects of Boussinesq dispersion, seawater density stratification, elastic loading, and gravitational potential change. *Ocean Model*, 111: 46–54
- Baba T, Cummins P R. 2005. Contiguous rupture areas of two Nankai Trough earthquakes revealed by high-resolution tsunami waveform inversion. *Geophys Res Lett*, 32: L08305
- Baba T, Cummins R, Hori T. 2005. Compound fault rupture during the 2004 off the Kii Peninsula earthquake ($M7.4$) inferred from highly resolved coseismic sea-surface deformation. *Earth Planet Sp*, 57: 167–172
- Baba T, Tanioka Y, Cummins P R, Uhira K. 2002. The slip distribution of the 1946 Nankai earthquake estimated from tsunami inversion using a new plate model. *Phys Earth Planet Inter*, 132: 59–73
- Blaser L, Kruger F, Ohrnberger M, Scherbaum F. 2010. Scaling relations of earthquake source parameter estimates with special focus on subduction environment. *Bull Seismol Soc Am*, 100: 2914–2926
- Fink M. 1992. Time reversal of ultrasonic fields. I. Basic principles. *IEEE Trans Ultrason Ferroelect Freq Contr*, 39: 555–566
- Fujii Y, Satake K. 2007. Tsunami source of the 2004 Sumatra-Andaman earthquake inferred from tide gauge and satellite data. *Bull Seismol Soc Am*, 97: S192–S207
- Fujii Y, Satake K. 2013. Slip distribution and seismic moment of the 2010 and 1960 Chilean earthquakes inferred from tsunami waveforms and coastal geodetic data. *Pure Appl Geophys*, 170: 1493–1509
- Fujii Y, Satake K, Sakai S, Shinohara M, Kanazawa T. 2011. Tsunami source of the 2011 off the Pacific coast of Tohoku Earthquake. *Earth Planet Sp*, 63: 815–820
- Geist E L, Parsons T. 2006. Probabilistic analysis of tsunami hazards. *Nat Hazards*, 37: 277–314
- Goda K, Yasuda T, Mori N, Mai P M. 2015. Variability of tsunami inundation footprints considering stochastic scenarios based on a single rupture model: Application to the 2011 Tohoku earthquake. *J Geophys Res-Oceans*, 120: 4552–4575
- González F I, Geist E L, Jaffe B, Kanoğlu U, Mofjeld H, Synolakis C E, Titov V V, Arcas D, Bellomo D, Carlton D, Horning T, Johnson J, Newman J, Parsons T, Peters R, Peterson C, Priest G, Venturato A, Weber J, Wong F, Yalciner A. 2009. Probabilistic tsunami hazard assessment at seaside, Oregon, for near- and far-field seismic sources. *J Geophys Res*, 114: C11023
- Greenslade D J M, Allen S C R, Simanjuntak M A. 2011. An evaluation of tsunami forecasts from the T2 scenario database. *Pure Appl Geophys*, 168: 1137–1151
- Greenslade D J M, Titov V V. 2008. A comparison study of two numerical tsunami forecasting systems. *Pure Appl Geophys*, 165: 1991–2001
- Grezio A, Babeyko A, Baptista M A, Behrens J, Costa A, Davies G, Geist E L, Glimsdal S, González F I, Griffin J, Harbitz C B, LeVeque R J, Lorito S, Løvholt F, Omira R, Mueller C, Paris R, Parsons T, Polet J, Power W, Selva J, Sørensen M B, Thio H K. 2017. Probabilistic tsunami hazard analysis: Multiple sources and global applications. *Rev Geophys*, 55: 1158–1198
- Grilli S T, Ioualalen M, Asavanant J, Shi F, Kirby J T, Watts P. 2007. Source constraints and model simulation of the December 26, 2004, Indian Ocean Tsunami. *J Waterway Port Coast Ocean Eng*, 133: 414–428
- Grilli S T, Tappin D R, Carey S, Watt S F L, Ward S N, Grilli A R, Engwell S L, Zhang C, Kirby J T, Schambach L, Muin M. 2019. Modelling of the tsunami from the December 22, 2018 lateral collapse of Anak Krakatau volcano in the Sunda Straits, Indonesia. *Sci Rep*, 9: 1–3
- Gusman A R, Tanioka Y, Sakai S, Tsushima H. 2012. Source model of the great 2011 Tohoku earthquake estimated from tsunami waveforms and crustal deformation data. *Earth Planet Sci Lett*, 341–344: 234–242
- Heidarzadeh M, Murotani S, Satake K, Ishibe T, Gusman A R. 2016. Source model of the 16 September 2015 Illapel, Chile, M_w 8.4 earthquake based on teleseismic and tsunami data. *Geophys Res Lett*, 43: 643–650
- Ho T C, Satake K, Watada S. 2017. Improved phase corrections for transoceanic tsunami data in spatial and temporal source estimation: Application to the 2011 Tohoku earthquake. *J Geophys Res-Solid Earth*, 122: 10155
- Ho T C, Satake K, Watada S, Fujii Y. 2019. Source estimate for the 1960 Chile earthquake from joint inversion of geodetic and transoceanic tsunami data. *J Geophys Res-Solid Earth*, 124: 2812–2828
- Hoshiba M, Ozaki T. 2014. Earthquake early warning and tsunami warning of the Japan Meteorological Agency and their performance in the 2011 off the Pacific coast of Tohoku earthquake (M_w 9.0). In: Wenzel F, Zschau J, eds. Early Warning for Geological Disasters. Berlin: Springer. 1–28
- Hossen M J, Cummins P R, Dettmer J, Baba T. 2015a. Time reverse

- imaging for far-field tsunami forecasting: 2011 Tohoku earthquake case study. *Geophys Res Lett*, 42: 9906–9915
- Hossen M J, Cummins P R, Roberts S G, Allgeyer S. 2015b. Time reversal imaging of the tsunami source. *Pure Appl Geophys*, 172: 969–984
- Hossen M J, Gusman A, Satake K, Cummins P R. 2018. An adjoint sensitivity method applied to time reverse imaging of tsunami source for the 2009 Samoa earthquake. *Geophys Res Lett*, 45: 627–636
- Hsu Y J, Yu S B, Loveless J P, Bacolcol T, Solidum R, Luis Jr A, Pelicano A, Woessner J. 2016. Interseismic deformation and moment deficit along the Manila subduction zone and the Philippine Fault system. *J Geophys Res-Solid Earth*, 121: 7639–7665
- Hsu Y J, Yu S B, Song T R A, Bacolcol T. 2012. Plate coupling along the Manila subduction zone between Taiwan and northern Luzon. *J Asian Earth Sci*, 51: 98–108
- Hu C, Wu Y, An C, Liu H. 2020. A numerical study of tsunami generation by horizontal displacement of sloping seafloor. *J Earthq Tsunami*, 14: 2050018
- Imamura F. 1996. Simulation of wave-packet propagation along sloping beach by TUNAMI-code. In: Yeh H, Liu P L, Synolakis C, eds. Long-wave runup models. Friday Harbor: World Scientific. 231–241
- Ishii M, Shearer P M, Houston H, Vidale J E. 2005. Extent, duration and speed of the 2004 Sumatra-Andaman earthquake imaged by the Hi-Net array. *Nature*, 435: 933–936
- Kagan Y Y, Jackson D D. 2013. Tohoku earthquake: A surprise? *Bull Seismol Soc Am*, 103: 1181–1194
- Kajiura K. 1963. The leading wave of a tsunami. Bulletin of the Earthquake Research Institute, University of Tokyo, 41: 535–571
- Kajiura K. 1970. Tsunami source, energy and the directivity of wave radiation. Bulletin of the Earthquake Research Institute, University of Tokyo, 48: 835–869
- Kajiura K. 1981. Tsunami energy in relation to parameters of the earthquake fault model. Bulletin of the Earthquake Research Institute, University of Tokyo, 56: 415–440
- Kamigaichi O. 2009. Tsunami forecasting and warning. In: Meyers R A, ed. Extreme Environmental Events. New York: Springer. 9592–9618
- Kubota T, Saito T, Suzuki W, Hino R. 2017. Estimation of seismic centroid moment tensor using ocean bottom pressure gauges as seismometers. *Geophys Res Lett*, 44: 10,907
- Larmat C, Montagner J P, Fink M, Capdeville Y, Tourin A, Clévéde E. 2006. Time-reversal imaging of seismic sources and application to the great Sumatra earthquake. *Geophys Res Lett*, 33: L19312
- Lay T, Kanamori H, Ammon C J, Nettles M, Ward S N, Aster R C, Beck S L, Bilek S L, Brudzinski M R, Butler R, DeShon H R, Ekström G, Satake K, Sipkin S. 2005. The great Sumatra-Andaman earthquake of 26 December 2004. *Science*, 308: 1127–1133
- Lay T, Yue H, Brodsky E E, An C. 2014. The 1 April 2014 Iquique, Chile, M_w 8.1 earthquake rupture sequence. *Geophys Res Lett*, 41: 3818–3825
- LeVeque R J, George D L, Berger M J. 2011. Tsunami modelling with adaptively refined finite volume methods. *Acta Numerica*, 20: 211–289
- Li L, Switzer A D, Chan C H, Wang Y, Weiss R, Qiu Q. 2016. How heterogeneous coseismic slip affects regional probabilistic tsunami hazard assessment: A case study in the South China Sea. *J Geophys Res-Solid Earth*, 121: 6250–6272
- Li Z, An C, Liu H. 2020. Evaluation of different earthquake scaling relations on the generation of tsunamis and hazard assessment. *Ocean Eng*, 195: 106716
- Liu P L F, Lynett P, Fernando H, Jaffe B E, Fritz H, Higman B, Morton R, Goff J, Synolakis C. 2005. Observations by the international tsunami survey team in Sri Lanka. *Science*, 308: 1595
- Liu P L F, Wang X, Salisbury A J. 2009. Tsunami hazard and early warning system in South China Sea. *J Asian Earth Sci*, 36: 2–12
- Liu P L F, Woo S B, Cho Y S. 1998. Computer programs for tsunami propagation and inundation. Technical Report. Cornell University
- Liu Y, Santos A, Wang S M, Shi Y, Liu H, Yuen D A. 2007. Tsunami hazards along Chinese coast from potential earthquakes in South China Sea. *Phys Earth Planet Inter*, 163: 233–244
- Lotto G C, Nava G, Dunham E M. 2017. Should tsunami simulations include a nonzero initial horizontal velocity? *Earth Planets Space*, 69: 117
- Lynett P, Liu P, Sitanggang K, Kim D. 2002. Modeling wave generation, evolution, and interaction with depth-integrated, dispersive wave equations COULWAVE Code Manual
- Megawati K, Shaw F, Sieh K, Huang Z, Wu T R, Lin Y, Tan S K, Pan T C. 2009. Tsunami hazard from the subduction megathrust of the South China Sea: Part I. Source characterization and the resulting tsunami. *J Asian Earth Sci*, 36: 13–20
- Mei C C. 1989. The Applied Dynamics of Ocean Surface Waves. London: World Scientific. 611
- Mei C C, Kadri U. 2018. Sound signals of tsunamis from a slender fault. *J Fluid Mech*, 836: 352–373
- Melgar D, Crowell B W, Geng J, Allen R M, Bock Y, Riquelme S, Hill E M, Protti M, Ganas A. 2015. Earthquake magnitude calculation without saturation from the scaling of peak ground displacement. *Geophys Res Lett*, 42: 5197–5205
- Meza J, Catalán P A, Tsushima H. 2020. A multiple-parameter methodology for placement of tsunami sensor networks. *Pure Appl Geophys*, 177: 1451–1470
- Monecke K, Finger W, Klarer D, Kongko W, McAdoo B G, Moore A L, Sudrajat S U. 2008. A 1,000-year sediment record of tsunami

- recurrence in northern Sumatra. *Nature*, 455: 1232–1234
- Mueller C, Power W, Fraser S, Wang X. 2015. Effects of rupture complexity on local tsunami inundation: Implications for probabilistic tsunami hazard assessment by example. *J Geophys Res-Solid Earth*, 120: 488–502
- Mulia I E, Asano T. 2016. Initial tsunami source estimation by inversion with an intelligent selection of model parameters and time delays. *J Geophys Res-Oceans*, 121: 441–456
- Mulia I E, Gusman A R, Satake K. 2017a. Optimal design for placements of tsunami observing systems to accurately characterize the inducing earthquake. *Geophys Res Lett*, 44: 12106
- Mulia I E, Gusman A R, Williamson A L, Satake K. 2019. An optimized array configuration of tsunami observation network off Southern Java, Indonesia. *J Geophys Res-Solid Earth*, 124: 9622–9637
- Mulia I E, Inazu D, Waseda T, Gusman A R. 2017b. Preparing for the future Nankai Trough tsunami: A data assimilation and inversion analysis from various observational systems. *J Geophys Res-Oceans*, 122: 7924–7937
- Murotani S, Satake K, Fujii Y. 2013. Scaling relations of seismic moment, rupture area, average slip, and asperity size for $M \sim 9$ subduction-zone earthquakes. *Geophys Res Lett*, 40: 5070–5074
- Nakamura M. 2009. Fault model of the 1771 Yaeyama earthquake along the Ryukyu Trench estimated from the devastating tsunami. *Geophys Res Lett*, 36: L19307
- Namegaya Y, Satake K. 2014. Reexamination of the AD 869 Jogan earthquake size from tsunami deposit distribution, simulated flow depth, and velocity. *Geophys Res Lett*, 41: 2297–2303
- Nanayama F, Satake K, Furukawa R, Shimokawa K, Atwater B F, Shigeno K, Yamaki S. 2003. Unusually large earthquakes inferred from tsunami deposits along the Kuril trench. *Nature*, 424: 660–663
- Nosov M A. 1999. Tsunami generation in compressible ocean. *Phys Chem Earth Part B*, 24: 437–441
- Nosov M A, Kolesov S V. 2007. Elastic oscillations of water column in the 2003 Tokachi-oki tsunami source: *In-situ* measurements and 3-D numerical modelling. *Nat Hazards Earth Syst Sci*, 7: 243–249
- Okada Y. 1985. Surface deformation due to shear and tensile faults in a half-space. *Bull Seismol Soc Am*, 75: 1135–1154
- Ren Z Y, Liu H, Wang B L, Zhao X. 2014. An investigation on multi-buoy inversion method for tsunami warning system in South China Sea. *J Earthq Tsunami*, 08: 1440004
- Ren Z, Liu H, Zhao X, Wang B, An C. 2019. Effect of kinematic fault rupture process on tsunami propagation. *Ocean Eng*, 181: 43–58
- Rudloff A, Lauterjung J, Münch U, Tinti S. 2009. Preface “The GITEWS Project (German-Indonesian Tsunami Early Warning System)”. *Nat Hazards Earth Syst Sci*, 9: 1381–1382
- Saito T. 2013. Dynamic tsunami generation due to sea-bottom deformation: Analytical representation based on linear potential theory. *Earth Planet Sp*, 65: 1411–1423
- Saito T. 2017. Tsunami generation: Validity and limitations of conventional theories. *Geophys J Int*, 210: 1888–1900
- Saito T, Inazu D, Miyoshi T, Hino R. 2014. Dispersion and nonlinear effects in the 2011 Tohoku-Oki earthquake tsunami. *J Geophys Res-Oceans*, 119: 5160–5180
- Saito T, Ito Y, Inazu D, Hino R. 2011. Tsunami source of the 2011 Tohoku-Oki earthquake, Japan: Inversion analysis based on dispersive tsunami simulations. *Geophys Res Lett*, 38: L00G19
- Saito T, Satake K, Furumura T. 2010. Tsunami waveform inversion including dispersive waves: The 2004 earthquake off Kii Peninsula, Japan. *J Geophys Res*, 115: B06303
- Saito T, Tsushima H. 2016. Synthesizing ocean bottom pressure records including seismic wave and tsunami contributions: Toward realistic tests of monitoring systems. *J Geophys Res-Solid Earth*, 121: 8175–8195
- Satake K. 1987. Inversion of tsunami waveforms for the estimation of a fault heterogeneity: Method and numerical experiments. *J Phys Earth*, 35: 241–254
- Satake K. 1993. Depth distribution of coseismic slip along the Nankai Trough, Japan, from joint inversion of geodetic and tsunami data. *J Geophys Res*, 98: 4553–4565
- Satake K, Fujii Y, Harada T, Namegaya Y. 2013. Time and space distribution of coseismic slip of the 2011 Tohoku earthquake as inferred from tsunami waveform data. *Bull Seismol Soc Am*, 103: 1473–1492
- Satake K, Heidarzadeh M, Quiroz M, Cienfuegos R. 2020. History and features of trans-oceanic tsunamis and implications for paleo-tsunami studies. *Earth-Sci Rev*, 202: 103112
- Satake K, Shimazaki K, Tsuji Y, Ueda K. 1996. Time and size of a giant earthquake in Cascadia inferred from Japanese tsunami records of January 1700. *Nature*, 379: 246–249
- Sepúlveda I, Liu P L F, Grigoriu M, Pritchard M. 2017. Tsunami hazard assessments with consideration of uncertain earthquake slip distribution and location. *J Geophys Res-Solid Earth*, 122: 7252–7271
- Setiyono U, Gusman A R, Satake K, Fujii Y. 2017. Pre-computed tsunami inundation database and forecast simulation in Pelabuhan Ratu, Indonesia. *Pure Appl Geophys*, 174: 3219–3235
- Shi F, Kirby J T, Harris J C, Geiman J D, Grilli S T. 2012. A high-order adaptive time-stepping TVD solver for Boussinesq modeling of breaking waves and coastal inundation. *Ocean Model*, 43–44: 36–51
- Simkin T, Fiske R S. 1983. Krakatau, 1883: The Volcanic Eruption and its Effects. Washington DC: Smithsonian Institution Press

- Simons M, Minson S E, Sladen A, Ortega F, Jiang J, Owen S E, Meng L, Ampuero J P, Wei S, Chu R, Helmberger D V, Kanamori H, Hetland E, Moore A W, Webb F H. 2011. The 2011 magnitude 9.0 Tohoku-Oki earthquake: Mosaicking the megathrust from seconds to centuries. *Science*, 332: 1421–1425
- Song Y T, Fu L L, Zlotnicki V, Ji C, Hjorleifsdottir V, Shum C K, Yi Y. 2008. The role of horizontal impulses of the faulting continental slope in generating the 26 December 2004 tsunami. *Ocean Model*, 20: 362–379
- Song Y T, Mohtat A, Yim S C. 2017. New insights on tsunami genesis and energy source. *J Geophys Res-Oceans*, 122: 4238–4256
- Sørensen M B, Spada M, Babeyko A, Wiemer S, Grünthal G. 2012. Probabilistic tsunami hazard in the Mediterranean Sea. *J Geophys Res*, 117: B01305
- Strasser F O, Arango M C, Bommer J J. 2010. Scaling of the source dimensions of interface and intraslab subduction-zone earthquakes with moment magnitude. *Seismol Res Lett*, 81: 941–950
- Sun L, Zhou X, Huang W, Liu X, Yan H, Xie Z, Wu Z, Zhao S, Da Shao S, Yang W. 2013. Preliminary evidence for a 1000-year-old tsunami in the South China Sea. *Sci Rep*, 3: 1655
- Tang L, Titov V V, Moore C, Wei Y. 2016. Real-time assessment of the 16 September 2015 Chile tsunami and implications for near-field forecast. *Pure Appl Geophys*, 173: 369–387
- Tanioka Y, Satake K. 1996. Tsunami generation by horizontal displacement of ocean bottom. *Geophys Res Lett*, 23: 861–864
- Tanioka Y, Satake K. 2001a. Coseismic slip distribution of the 1946 Nankai earthquake and aseismic slips caused by the earthquake. *Earth Planet Sp*, 53: 235–241
- Tanioka Y, Satake K. 2001b. Detailed coseismic slip distribution of the 1944 Tonankai earthquake estimated from tsunami waveforms. *Geophys Res Lett*, 28: 1075–1078
- Tanioka Y, Seno T. 2001. Sediment effect on tsunami generation of the 1896 Sanriku tsunami earthquake. *Geophys Res Lett*, 28: 3389–3392
- Titov V V, Gonzalez F I. 1997. Implementation and testing of the method of splitting tsunami (MOST) model. NOAA Technical Memorandum ERL PMEL-112
- Titov V, Rabinovich A B, Mofjeld H O, Thomson R E, González F I. 2005. The global reach of the 26 December 2004 Sumatra tsunami. *Science*, 309: 2045–2048
- Titov V V, Synolakis C E. 1998. Numerical modeling of tidal wave runup. *J Waterway Port Coast Ocean Eng*, 124: 157–171
- Tromp J, Tape C, Liu Q. 2005. Seismic tomography, adjoint methods, time reversal and banana-doughnut kernels. *Geophys J Int*, 160: 195–216
- Tsai V C, Ampuero J P, Kanamori H, Stevenson D J. 2013. Estimating the effect of Earth elasticity and variable water density on tsunami speeds. *Geophys Res Lett*, 40: 492–496
- Wang X, Liu P L F. 2006. An analysis of 2004 Sumatra earthquake fault plane mechanisms and Indian Ocean tsunami. *J Hydraul Res*, 44: 147–154
- Watada S. 2013. Tsunami speed variations in density-stratified compressible global oceans. *Geophys Res Lett*, 40: 4001–4006
- Watada S, Kusumoto S, Satake K. 2014. Traveltime delay and initial phase reversal of distant tsunamis coupled with the self-gravitating elastic Earth. *J Geophys Res-Solid Earth*, 119: 4287–4310
- Watanabe S, Bock Y, Melgar D, Tadokoro K. 2018. Tsunami scenarios based on interseismic models along the Nankai trough, Japan, from seafloor and onshore geodesy. *J Geophys Res-Solid Earth*, 123: 2448–2461
- Wei Y, Bernard E N, Tang L, Weiss R, Titov V V, Moore C, Spillane M, Hopkins M, Kanoğlu U. 2008. Real-time experimental forecast of the Peruvian tsunami of August 2007 for U.S. coastlines. *Geophys Res Lett*, 35: L04609
- Wells D L, Coppersmith K J. 1994. New empirical relationships among magnitude, rupture length, rupture width, rupture area, and surface displacement. *Bull Seismol Soc Am*, 84: 974–1002
- Williams R, Rowley P, Garthwaite M C. 2019. Reconstructing the Anak Krakatau flank collapse that caused the December 2018 Indonesian tsunami. *Geology*, 47: 973–976
- Xie Y, Meng L. 2020. A multi-array back-projection approach for tsunami warning. *Geophys Res Lett*, 47: e85763
- Yamaguchi D K, Atwater B F, Bunker D E, Benson B E, Reid M S. 1997. Tree-ring dating the 1700 Cascadia earthquake. *Nature*, 389: 922–923
- Yang W, Zhou X, Xiang R, Wang Y, Sun L. 2017. Palaeotsunami in the East China Sea for the past two millennia: A perspective from the sedimentary characteristics of mud deposit on the continental shelf. *Quat Int*, 452: 54–64
- Yue H, Lay T, Rivera L, An C, Vigny C, Tong X, Báez Soto J C. 2014. Localized fault slip to the trench in the 2010 Maule, Chile $M_w=8.8$ earthquake from joint inversion of high-rate GPS, teleseismic body waves, InSAR, campaign GPS, and tsunami observations. *J Geophys Res-Solid Earth*, 119: 7786–7804
- Zhou T, Meng L, Xie Y, Han J. 2019. An adjoint-state full-waveform tsunami source inversion method and its application to the 2014 Chile-Iquique tsunami event. *J Geophys Res-Solid Earth*, 124: 6737–6750

(责任编辑: 郑勇)