

李佳威, 张盛峰, 张琰. 2018. 震源有限性及其对地震早期预警系统的意义. 地震学报, 40(6): 728-736. doi: 10.11939/jass.20180010.

Li J W, Zhang S F, Zhang Y. 2018. Seismic finite source and its significance to earthquake early warning system (EEWS). Acta Seismologica Sinica, 40(6): 728-736. doi: 10.11939/jass.20180010.

震源有限性及其对地震早期 预警系统的意义*

李佳威^{1,2,3),†} 张盛峰^{1,4,5)} 张 琰¹⁾

1) 中国北京 100081 中国地震局地球物理研究所

2) 中国北京 100871 北京大学地球与空间科学学院

3) 瑞士苏黎世 CH-8092 苏黎世联邦理工学院瑞士地震服务中心

4) 中国济南 250100 山东省地震局

5) 日本东京 106-8569 国立统计数理研究所

摘要 本文通过多个震例的假定情形, 讨论了地震破裂的有限性对地震早期预警系统布局设计的重要意义. 分析结果认为, 地震早期预警系统对地震减灾所能发挥的作用要远大于传统地震学视角下的预期. 该观点深化了目前所认为的预警台站应该适当考虑非均匀布设的认识, 强调在发生较大地震时, 近断层区域密集布设的预警台站可能会使地震早期预警系统更加有效.

关键词 地震早期预警 震源有限性 预警“盲区” 现代地震学

doi: 10.11939/jass.20180010

中图分类号: P315.3³

文献标识码: A

Seismic finite source and its significance to earthquake early warning system (EEWS)

Li Jiawei^{1,2,3),†} Zhang Shengfeng^{1,4,5)} Zhang Yan¹⁾

1) Institute of Geophysics, China Earthquake Administration, Beijing 100081, China

2) School of Earth and Space Sciences, Peking University, Beijing 100871, China

3) Swiss Seismological Service, Swiss Federal Institute of Technology Zürich, Zürich CH-8092, Switzerland

4) Shandong Earthquake Agency, Jinan 250100, China

5) Institute of Statistical Mathematics, Tokyo 106-8569, Japan

Abstract: Finite size of an earthquake rupture, one of the key concepts in modern seismology, has significant implication for the design of an earthquake early warning system (EEWS). We discussed this issue by scenario earthquake cases, arguing that an EEWS has the potential to make much greater contribution to the reduction of earthquake disasters which is far beyond the expectation in the view of traditional seismology. The discussion deepens the present understanding of the EEWS design which does not aim at a homogeneous deployment, stressing that near-fault denser earthquake early warning station deployment may make the EEWS much more effective during great earthquakes.

* 基金项目 中国科学院国际合作局对外合作重点项目(131551KYSB20160002)资助.

收稿日期 2018-01-11 收到初稿, 2018-03-28 决定采用修改稿.

† 通信作者 e-mail: lijw@cea-igp.ac.cn



Key words: earthquake early warning; seismic finite source; blind zone; modern seismology

引言

在地震预警“盲区”内, 由于用 P 波信号估算的预警信息尚未发出, 破坏性的 S 波或面波即已到达, 因而无法有效地利用率先到达的 P 波信号对后续具有破坏性的 S 波进行预警. 所以, 在地震早期预警系统(以下简称地震预警系统)设计布局中, 需要着重考虑如何尽可能地缩小预警“盲区”的范围.

虽然震位置及震源深度的测定会对“盲区”大小的计算造成干扰, 但也有诸多措施可有效地减小“盲区”半径, 例如, 通过压缩数据打包时间和更新遥测通讯技术来减少数据传输延迟, 通过升级系统架构、改进测定震级等参数的算法来提高计算效率和准确率以及通过优化台网设计布局来减少系统的误报漏报等(Kuyuk, Allen, 2013). 但研究表明, 即使上述参数已调至最优, 且采用最少触发台站和最小平均台间距, 仍会不可避免地存在“盲区”(Kuyuk, Allen, 2013; 杨陈等, 2015; 李佳威, 吴忠良, 2016). 因此长期以来, 从地震预警“盲区”的角度认为地震预警系统一无是处(即违背成本效益原则)的观点一直存在.

上述观点主要基于地震点源模型, 而实际地震震源本身是具有一定尺度的. 针对该问题, 目前已有许多基于有限震源模型的预警方法, 例如最佳识别函数算法(Yamada, 2014)、FinDer 算法(Böse *et al.*, 2015, 2018)以及一些基于遥测通讯技术的预警方法(Grapenthin *et al.*, 2014; Minson *et al.*, 2014; Crowell *et al.*, 2016). 刘辰(2014)利用概率分析法讨论了不同破裂模型对不同预警策略的影响, 但其并未注意到“盲区”在此过程中所扮演的角色; 李佳威和吴忠良(2016)针对大华北地区历史强震的假定情形, 讨论了“盲区”与烈度极震区之间的关系, 认为“盲区”半径有时甚至可远小于高烈度区, 而预警系统的存在将极大地挽救这些“盲区”以外高烈度区所造成的损失.

本文拟基于震源的有限尺度特征, 从“盲区”观点出发, 通过模拟的方法来获得强震预警假定情形, 对地震预警系统的现实意义进行重新认识, 并针对有限震源的问题深入讨论.

1 震源的有限性

震源研究是地震学的基础内容之一. 无论是地震学的波形反演, 还是地质学的野外地质调查, 都表明震源不是一个简单的点源, 例如 2008 年汶川 $M_s 8.0$ 地震的发震断层是由“一主一副”两条破裂断层组成. 因此, 一些表征有限震源的模型和概念被相继提出, 按照其首次提出时间总结如下:

1) Haskell 模型. 该模型为有限震源最简单、最常用的运动学模型(Haskell, 1964, 1966, 1969), 假定一个条带状的位错在断层破裂面上以亚剪切波速均匀传播, 且位错的上升时间比整个断层的破裂持续时间短. Haskell 模型虽然简单, 但它与其改进模型在地震学的发展过程中发挥了重要作用.

2) 地震破裂的方向性. Benioff(1955)在对 1952 年美国加州 $M_w 7.5$ 地震的远震位移记录进行分析时, 首次观测到由于地震破裂的方向性所导致的地面运动随观测点的方位角变化而变化. 地震破裂的方向性与地震动参数的空间分布密切相关, 且在破裂方向上灾害严重. 许力生和陈运泰(2002)关于震源的研究显示, 断层的破裂扩展具有某种传播过程, 即断层的破裂一般始于断层面上的某一区域, 随后逐渐向其它区域传播, 这与 Haskell 模型的结果一致.

3) 矩心(centroid). Backus (1977)提出了地震矩心的概念,使得地震研究人员对震源的基本特征产生新的认识.哈佛大学的全球矩心矩张量(global centroid-moment-tensor, 简称为GCMT)目录中给出了由矩张量反演得到的相当于地震断层面上走滑矩心位置的参数(GCMT, 2006).震源与矩心并不相同,两者的差异则为震源有限性的一种体现.

4) 凹凸体(asperity)和障碍体(barrier).作为断层破裂面上不均匀体的一种表现形式,“凹凸体”是一个来自岩石物理实验的概念,可以被简单描述为:断层破裂面上的滑动因某种物理机制被“卡住”,进而阻碍断层错动的区域(Lay, Kanamori, 1981; Ruff, Kanamori, 1983).Kanamori 和 Stewart (1978)在研究 1976 年危地马拉东北部 $M_w 7.5$ 地震时引入了凹凸体模型,认为凹凸体是断层面上应力较强或较为集中的区域;Lay 等(1982)将凹凸体定义为断层面上阻碍断层破裂扩展的主要区域,认为地震通常始于某一凹凸体,并认为凹凸体是产生高频地震波的主要原因;Aki (1984)则认为凹凸体是位错滑动量明显高于断层面其它区域的范围.此外还有一种观点认为,震源区破裂走滑的不均匀性,实际是障碍体存在所导致的结果,而障碍体模型认为,由于断层面上介质强度不均匀,所以震源区上散布着大小可以阻止断层破裂的“部分”,这些“部分”被定义为障碍体(Das, Aki, 1977; Aki, Richards, 1980).

5) 成核(nucleation).为了更好地解释断层起始破裂点处的物理过程,Aki 和 Richards (1980)提出,断层面的破裂是由一点开始并匀速向外辐射,直至完全覆盖整个二维断层表面.由此,在起始破裂点处引入了震源成核的概念.成核本是断裂力学的一个概念,主要指一些材料在断裂实验中出现滑移的现象.针对地震而言,成核被定义为在地震断裂错动失稳发生之前,先形成的一个启动断裂快速错动传播的稳定滑动段及其向失稳发展的物理过程(张国民等, 2001).

6) 震源层析成像(tomography).关于地震破裂过程时空变化的确定及解释是震源研究的一个活跃议题.把断层走滑的时空分布和由震源辐射出的地震波通过弹性动力学方程联系起来,将台站处观测到的波形认为是断层走滑时空历史的线性积分.层析成像技术通常用于确定某些物理量在二维或三维空间变化的时空特性,而面向震源的层析成像则确定了震源函数随着时间和空间的变化(Ruff, 1987).

震源时间函数和震源时空破裂过程是现代数字地震学的两个重要概念(许力生, 陈运泰, 2002).地震研究人员通常将一个断层划分为多个子断层,用地震波形来确定各子断层的滑动率或滑动量(如 Ji *et al.*, 2002);或把一个地震事件离散为时间上的若干子事件,通过反演子事件的空间位置、尺度大小等空间函数,最终得到断层面的滑移分布(Kikuchi, Kanamori, 1982, 1986, 1991).此外,也有一些工作尝试对不同研究人员的震源反演结果进行验证,例如 Mai 等(2016)实施的震源反演验证(source inversion validation, 简称为 SIV).

7) 自愈合脉冲(self-healing pulses).有限震源模型中,由于波形模拟的位错上升时间与根据裂隙模型推断的位错上升时间不一致,Heaton (1990)提出了一种断层破裂的定性模型,即自愈合脉冲模型.地震断层在破裂前端通过该模型后迅速自动愈合,使得破裂仅发生在沿断层表面传播的一个较窄的自愈合滑动脉冲里,这种自愈合机制本质是一种随滑动速度增大而减少的动力学断层摩擦效应.

8) 超剪切破裂(super-shear rupture).随着宽频带数字地震学的发展, Das (2007)分析出一些发震断层的破裂扩展速度超过了剪切波速度(最高可达 5.0—6.0 km/s)的震例,即超剪切破裂,随后定义超剪切破裂:断层的破裂扩展速度 v_R 大于围岩介质剪切波传播速度 v_S 的现象.

Archuleta (1984)在对 1979 年美国帝王谷 $M_W6.5$ 地震进行研究时观测到超剪切破裂的现象,随后的 1999 年土耳其伊兹米特 $M_W7.6$ 地震、2001 年中国昆仑山口西 $M_S8.2$ 地震和 2002 年美国德纳里 $M_W7.9$ 地震等震例均有超剪切破裂现象.发生超剪切破裂的地震均具有较强的破坏性,且其特殊的破裂机制对地震预警系统提出了新的挑战,应予以关注.

2 震源有限性对预警问题的影响

2.1 基于全球多次强震的假定情形

针对 1976 年唐山 $M_S7.8$ 地震及大华北地区一些历史强震的假定情形,李佳威和吴忠良(2016)阐释了两个概念:一是基于“点源”概念进而完全否定地震预警系统预警效能的观点可能不足以立足.虽然“盲区”(也称之为“黑色(硬)盲区”)的存在不可避免,但由于强震震源和震害的大规模展布,在“盲区”之外的极震区内,预警系统仍具有发挥重要作用的可能性;二是认为在“20 km 台间距”的基础之上继续加密台站对于提高预警系统效能收效甚微的观点也是片面的.事实上,在“20 km 台间距”下继续加密台站,对于压制“灰色(软)盲区”具有重要作用.此处,“灰色(软)盲区”是指,考虑观测台站的实际运行情况,地震预警系统在“黑色(硬)盲区”边缘额外扩大的“盲区”.

由于文献记录时间尺度的限制,使得大华北地区的历史地震资料非常有限.虽然等震线在一定程度上能够反映地震破裂面的信息,但其与地震破裂过程之间仍然存在差别.为了验证在震源有限性基础上对“盲区”概念的修正是否正确,本文将选取近年来世界范围内的一些较强地震进一步讨论.

表 1 给出了 2000 年 1 月 1 日至 2017 年 4 月 1 日期间全球发生的震级 $M_W\geq 8.0$ 且震源深度在 35 km 以内的内陆及近海(距海岸线 100 km 以内)地震目录.根据 P 波和 S 波传播速度粗略估算,选择震源 35 km 以内的内陆及近海地震,其深度大概为出现“零盲区”的临界深度;其次,采用内陆或近海地震目录进行分析,可获得陆地上的台站信息,使得近似的理论“盲区”半径计算成为可能.“盲区”半径结果主要根据李佳威和吴忠良(2016)所提到的“盲区”半径公式,并假定 4 台触发得到,即

$$r_{BZ}=\sqrt{(t_p+T)^2v_s^2-H^2},$$

(1)

表 1 2000 年 1 月 1 日—2017 年 4 月 1 日世界范围内 $M_W\geq 8.0$ 地震列表(USGS, 2017)
Table 1 The catalog for global earthquakes with $M_W\geq 8.0$ from January 1, 2000 to April 1, 2017 (USGS, 2017)

发震时间(UTC)		地区	纬度	经度	震源深度/km	M_W	盲区半径/km
年-月-日	时:分:秒						
2000-11-16	04:54:56	巴布亚新几内亚	3.980°S	152.169°E	33.0	8.0	—
2001-06-23	20:33:14	秘鲁(图 1a)	16.265°S	73.641°W	33.0	8.4	67.8
2003-09-25	19:50:06	日本(图 1b)	41.815°N	143.910°E	27.0	8.3	52.3
2004-12-26	00:58:53	印度尼西亚(图 1c)	3.295°N	95.982°E	30.0	9.1	65.4
2005-03-28	16:09:36	印度尼西亚(图 1d)	2.085°N	97.108°E	30.0	8.6	264.7
2010-02-27	06:34:11	智利(图 1e)	36.122°S	72.898°W	22.9	8.0	35.1
2011-03-11	05:46:24	日本(图 1f)	38.297°N	142.373°E	29.0	9.1	62.4
2014-04-01	23:46:47	智利(图 1g)	19.610°S	70.769°W	25.0	8.2	70.0
2015-09-16	22:54:32	智利(图 1h)	31.573°S	71.674°W	22.4	8.3	80.3

且

$$t_p=\frac{\sqrt{\Delta^2+H^2}}{v_P},\tag{2}$$

式中, T 为系统处理时间(此处假定为 4 s), H 为震源深度, Δ 为震中距, v_P 和 v_S 分别为 P 波

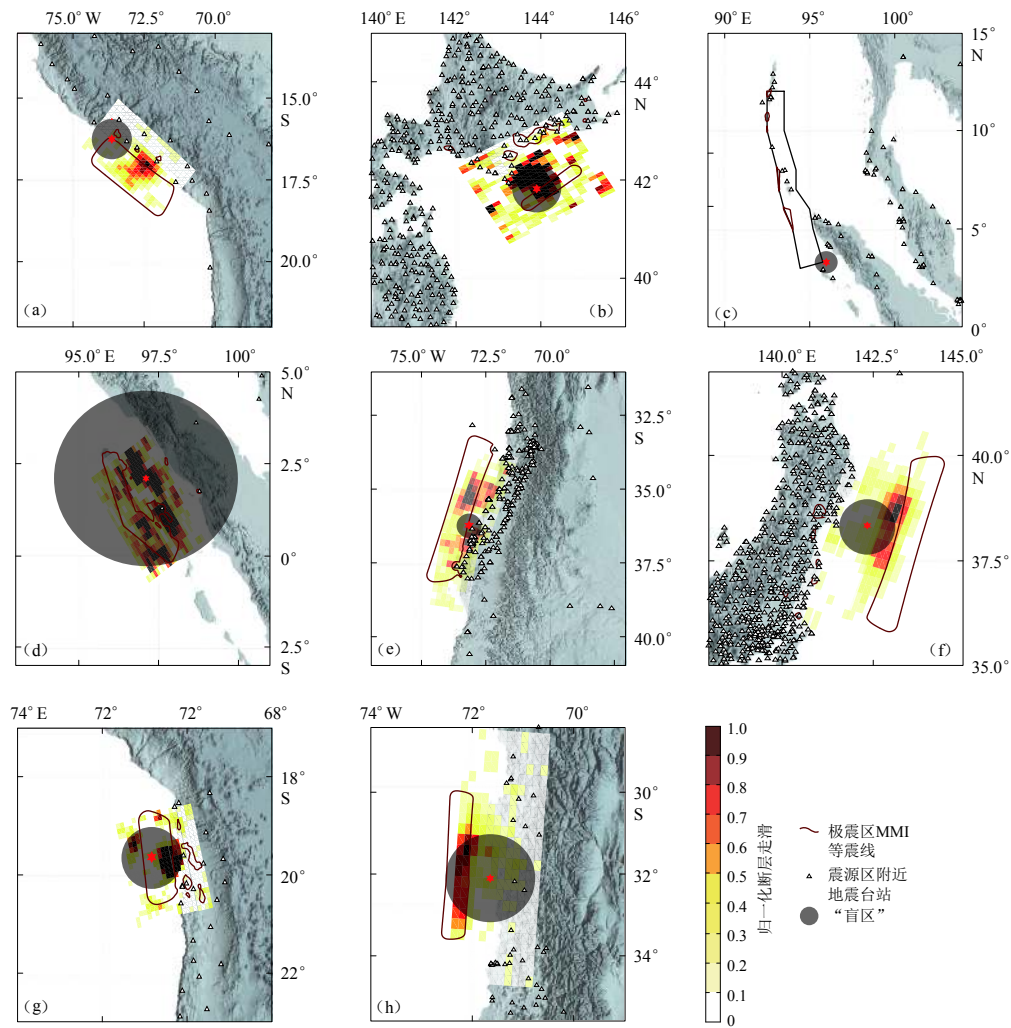


图 1 世界范围内的多次强震在假定预警情形下的震源区走滑、极震区 MMI 和理论“盲区”空间位置分布. 图(c)仅采用了 USGS (2004) 发布的断层面范围

(a) 2001 年秘鲁 M_W 8.4 地震; (b) 2003 年日本 M_W 8.3 地震; (c) 2004 年印度尼西亚 M_W 9.1 地震;
(d) 2005 年印度尼西亚 M_W 8.6 地震; (e) 2010 年智利 M_W 8.0 地震; (f) 2011 年日本 M_W 9.1 地震;
(g) 2014 年智利 M_W 8.2 地震; (h) 2015 年智利 M_W 8.3 地震

Fig. 1 Spatial distribution of rupture slip, maximum intensity of MMI and “blind zone” of scenarios listed in Table 1. Fig. (c) only shows the extent of rupture released by USGS (2004)

(a) M_W 8.4 Peru earthquake in 2001; (b) M_W 8.3 Japan earthquake in 2003; (c) M_W 9.1 Indonesia earthquake in 2004;
(d) M_W 8.6 Indonesia earthquake in 2005; (e) M_W 8.0 Chile earthquake in 2010; (f) M_W 9.1 Japan earthquake in 2011;
(g) M_W 8.2 Chile earthquake in 2014; (h) M_W 8.3 Chile earthquake in 2015

和 S 波在上地壳中的传播速度. 为进一步讨论该理论“盲区”与震源区的关系, 图 1 给出了所选强震的震源区走滑、极震区修正麦加利烈度(modified Mercalli intensity, 简称为 MMI)和理论“盲区”的空间位置分布.

图 1 所示的震源区走滑分布实际上是归一化断层走滑分布, 即各个子断层的走滑量与震源区最大走滑量的比值. 采用归一化断层走滑分布不仅突出了各个震例相对较大的子断层区, 而且有利于采用同一标度对各震例进行相互对比. 可以看出, 理论“盲区”的大小与震源区附近的台站密度密切相关. 在一些台站分布较为密集的震例中, 例如, 2003 年日本 $M_w 8.3$ 地震(图 1b)、2004 年印度尼西亚 $M_w 9.1$ 地震(图 1c)、2010 年智利 $M_w 8.0$ 地震(图 1e)和 2011 年日本 $M_w 9.1$ 地震(图 1f), “盲区”覆盖的区域甚至可以远小于震源区, 而有些走滑相对较大的地区距离“盲区”还有相当大的距离, 例如 2001 年秘鲁 $M_w 8.4$ 地震(图 1a). 这些区域如果能及时收到预警系统发来的地震警报, 并且能够采取相应的防护措施, 或可大大降低地震灾害.

2.2 基于汶川 $M_s 8.0$ 地震的假定情形

日本学者藤绳幸雄在 2008 年汶川 $M_s 8.0$ 地震后, 讨论了在当时条件下的预警系统能够为成都、绵阳、德阳和广元等 4 个城市提供数秒至数十秒的预警时间^①. Ma 等(2011)回溯性地研究了汶川 $M_s 8.0$ 地震的预警假定情形, 认为汶川地震的特殊性在于其断层破裂的范围远远大于预警系统的“盲区”(该研究将“盲区”半径一般性地取为 50 km), 该结果显示: 由 P_d (P 波初至后 3 s 时间窗内的垂直向最大地动位移)估算的结果严重低估了实际的主震震级, 且由测震台站波形记录得出的 P_d 震级相比强震台站记录的计算值大体上偏小 0.5 个震级单位; 而对于选取震中距小于 75 km 台站计算得到的 τ_c 值, 其中有 5 个台站的计算值小于 3.0 (即为 $M 6.8$), 7 个台站小于 4.0 (即为 $M 7.2$). 此外, 距离震中较近的台站更易出现较小的 τ_c 值. 他们认为造成这一结果的原因是这些台站位置比较靠近地震成核区, 而成核区具有更多高频地震波辐射且地震波随震中距衰减得较快. 另外, 地震波的高频部分导致了地面运动的优势频率较高, 因此导致 τ_c 值较小.

此外, Ma 等(2011)指出, 距离震中次近的 YZP 测震台严重低估了 τ_c 值(约为 0.8). 假设此时有一个采用 τ_c 震级估算方法且阈值触发的预警系统, 因为 YZP 台的震级被低估, 故原本应该在第 4 个台站触发时发出的警报不得不由预警系统自动启动“增台触发”机制, 待第 5 个台站触发时才发出警报. 因此, 除了因某些原因台站不能正常工作外, 由于台站低估震级而不能正常预警的情况也存在. 这使得原本的预警“盲区”扩大, 或者说在该理论“黑色(硬)盲区”之外还存在一个“灰色(软)盲区”. 2008 年汶川 $M_s 8.0$ 地震“黑色(硬)盲区”和“灰色(软)盲区”的空间分布及地震断层面的走滑分布和 MMI 极震区等震线分布(USGS, 2008)如图 2 所示.

这套假定预警系统的“黑色(硬)盲区”和“灰色(软)盲区”均未覆盖 2008 年汶川 $M_s 8.0$ 地震震源区东北部的极震区. 但是, 倘若由于震中附近台站未被及时触发, 则整个极震区都将可能“沦陷”于“灰色(软)盲区”之中, 更为极端的是“灰色(软)盲区”可能会完全覆盖整个极震区. 可以看出, 基于此假定的强震情景分析, 可能会对进一步理解当下地震预警系统的实际减灾成效有一定借鉴意义.

^① 藤绳幸雄. 2008. 2008 年四川省地震での緊急地震速報による災害軽減効果(推定). 个人通信.

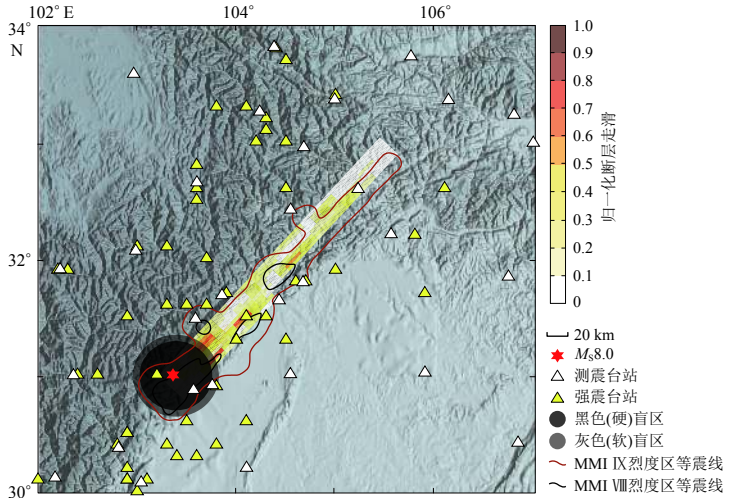


图2 2008年汶川 $M_s8.0$ 地震走滑分布、极震区麦卡利烈度和“盲区”分布

Fig. 2 Spatial distribution of rupture slip, MMI and “blind zone” of the 2008 Wenchuan $M_s8.0$ earthquake

3 讨论与结论

现代地震学最基础的一个概念是震源有限性，这一概念的发展改变了地震学的诸多基本认识。考虑到断层的有限尺度及台站的实际工作状况，“盲区”的概念必须进行适度的修正。通过一些震例的假定情形，本文讨论了震源有限性对地震预警系统的意义，认为在实际减灾过程中，地震预警系统所能发挥的作用要远大于传统地震学视角下的预期。这一观点是对当前认为预警台站应考虑非均匀布设这一认识的深化，并说明了以“活断层”为目标区密集布设的预警台站在面对大地震时，可能会使预警系统更好地发挥作用。本文尝试通过构建有限震源背景下的强震预警情形，启发一些与“盲区”相关的“盲点”，并分析一些在现代地震学视野下的“盲区”问题。

地震预警系统的布设与运维并没有违背成本效益原则，更不是一无是处。Strauss 和 Allen (2016) 指出，倘若有 3 个人获救，或向两个半导体工厂发布了警报，或使一列旧金山的捷运列车制动，或使非致命性伤害降低 1%，亦或使得发生火灾的几率降低 0.25%，其中任何一个所挽回的损失都足以支付整个美国西海岸地震预警系统一年的花费。在考虑有限震源情况下，任何一个地震预警系统都可能在某地发挥这样的效能。

但是本文的讨论仍然很局限。首先，针对特大地震，预警“盲区”是否真有假定情形中计算的那么大，这仍然存疑。针对汶川地震的假定情形，Ma 等(2011)的结果显示预警系统最终仍能发出警报，但是给出的震级误差过大；其次，针对特大地震布设的预警系统，面对的事实是特大地震的发生率远远低于中强震，因此特大地震的复发周期与预警系统使用寿命的关系显得极为重要。幸好特大地震的发生位置有所预期，这与具有某种“弥散性”分布特征的中强震不同。

符合本文条件的世界范围内的强震都“巧合地”发生在海陆交界，这 8 个震例的平均“理论盲区”为 90 km，仅有台站较密的日本地区“盲区”半径平均为 57 km。针对这些近海地震，此时对陆地上的人口聚集区而言，异地地震预警显得极为重要。当然，对海洋中的设施而言，现地地震预警也会发挥关键作用。

中国地震局地震预测研究所吴忠良研究员、中国地震局地球物理研究所蒋长胜研究员和李小军研究员、北京大学地球与空间科学学院周仕勇教授、中国地震台网中心杨陈副研究员以及审稿专家对本文提出了宝贵意见和建议, 作者在此一并表示感谢。

参 考 文 献

- 李佳威, 吴忠良. 2016. 地震预警系统的“盲区”控制问题: 以首都圈地震预警原型系统为例[J]. *中国地震*, **32**(4): 584–594.
- Li J W, Wu Z L. 2016. Controlling the ‘blind zone’ of an earthquake early warning system (EEWS): A case study of the Beijing Capital Circle prototype EEWS[J]. *Earthquake Research in China*, **32**(4): 584–594 (in Chinese).
- 刘辰. 2014. 地震预警模式及预警能力分析研究方法研究[D]. 北京: 中国地震局地球物理研究所: 1–68.
- Liu C. 2014. *Research of Earthquake Early Warning Mode and Capability Assessment of Earthquake Early Warning*[D]. Beijing: Institute of Geophysics, China Earthquake Administration: 1–68 (in Chinese).
- 许力生, 陈运泰. 2002. 震源时间函数与震源破裂过程[J]. *地震地磁观测与研究*, **23**(6): 1–8.
- Xu L S, Chen Y T. 2002. Source time function and rupture process of earthquake[J]. *Seismological and Geomagnetic Observation and Research*, **23**(6): 1–8 (in Chinese).
- 杨陈, 郭凯, 张素灵, 黄志斌. 2015. 中国地震台网现状及其预警能力分析[J]. *地震学报*, **37**(3): 508–515.
- Yang C, Guo K, Zhang S L, Huang Z B. 2015. Status quo of China earthquake networks and analyses on its early warning capacity[J]. *Acta Seismologica Sinica*, **37**(3): 508–515 (in Chinese).
- 张国民, 傅征祥, 桂燮泰. 2001. 地震预报引论[M]. 北京: 科学出版社: 366–399.
- Zhang G M, Fu Z X, Gui X T. 2001. *Introduction to Earthquake Prediction*[M]. Beijing: Science Press: 366–399 (in Chinese).
- Aki K, Richards P G. 1980. *Quantitative Seismology: Theory and Methods*[M]. San Francisco: W H Freeman Co: 1–932.
- Aki K. 1984. Asperities, barriers, characteristic earthquakes and strong motion prediction[J]. *J Geophys Res*, **89**: 5867–5872.
- Archuleta R J. 1984. A faulting model for the 1979 Imperial Valley earthquake[J]. *J Geophys Res*, **89**(B6): 4559–4585.
- Backus G E. 1977. Interpreting the seismic glut moments of total degree two or less[J]. *Geophys J Int*, **51**(1): 1–25.
- Benioff H. 1955. Mechanism and strain characteristics of the White Wolf fault as indicated by the aftershock sequence[J]. *Calif Div Mines Bull*, **171**: 199–202.
- Böse M, Felizardo C, Heaton T H. 2015. Finite-fault rupture detector (FinDer): Going real-time in Californian ShakeAlert warning system[J]. *Seismol Res Lett*, **86**(6): 1692–1704.
- Böse M, Smith D E, Felizardo C, Meier M A, Heaton T H, Clinton J F. 2018. FinDer v.2: Improved real-time ground-motion predictions for $M2-M9$ with seismic finite-source characterization[J]. *Geophys J Int*, **212**(1): 725–742.
- Crowell B W, Schmidt D A, Bodin P, Vidale J E, Gombert J, Hartog J R, Kress V C, Melbourne T I, Santillan M, Minson S E, Jamison D G. 2016. Demonstration of the Cascadia G-FAST geodetic earthquake early warning system for the Nisqually, Washington, earthquake[J]. *Seismol Res Lett*, **87**(4): 930–943.
- Das S. 2007. The need to study speed[J]. *Science*, **317**(5840): 905–906.
- Das S, Aki K. 1977. Fault plane with barriers: A versatile earthquake model[J]. *J Geophys Res*, **82**(36): 5658–5670.
- GCMT. 2006. Global CMT web page[EB/OL]. [2018–03–19]. <http://www.globalecmt.org>.
- Grapenthin R, Johanson I A, Allen R M. 2014. Operational real-time GPS-enhanced earthquake early warning[J]. *J Geophys Res*, **119**(10): 7944–7965.
- Haskell N A. 1964. Total energy and energy spectral density of elastic wave radiation from propagating faults[J]. *Bull Seismol Soc Am*, **54**(6A): 1811–1841.
- Haskell N A. 1966. Total energy and energy spectral density of elastic wave radiation from propagating faults, part II: A statistical source model[J]. *Bull Seismol Soc Am*, **56**(1): 125–140.
- Haskell N A. 1969. Elastic displacements in the near-field of a propagating fault[J]. *Bull Seismol Soc Am*, **59**(2): 865–908.
- Heaton T H. 1990. Evidence for and implications of self-healing pulses of slip in earthquake rupture[J]. *Phys Earth Planet Inter*,

64(1): 1–20.

- Ji C, Wald D J, Helmberger D V. 2002. Source description of the 1999 Hector Mine, California, earthquake, part I: Wavelet domain inversion theory and resolution analysis[J]. *Bull Seismol Soc Am*, **92**(4): 1192–1207.
- Kanamori H, Stewart G S. 1978. Seismological aspects of the Guatemala earthquake of February 4, 1976[J]. *J Geophys Res*, **83**(B7): 3427–3434.
- Kikuchi M, Kanamori H. 1982. Inversion of complex body waves[J]. *Bull Seismol Soc Am*, **72**(2): 491–506.
- Kikuchi M, Kanamori H. 1986. Inversion of complex body waves: II [J]. *Phys Earth Planet Int*, **43**(3): 205–222.
- Kikuchi M, Kanamori H. 1991. Inversion of complex body waves: III [J]. *Bull Seismol Soc Am*, **81**: 2335–2350.
- Kuyuk H S, Allen R M. 2013. Optimal seismic network density for earthquake early warning: A case study from California[J]. *Seismol Res Lett*, **84**(6): 946–954.
- Lay T, Kanamori H. 1981. An asperity model of large earthquake sequences[G]//*Earthquake Prediction: An International Review*. Washington: American Geophysical Union: 579–592.
- Lay T, Kanamori H, Ruff L J. 1982. The asperity model and the nature of large subduction zone earthquakes[J]. *Earthquake Pred Res*, **1**: 3–71.
- Ma X J, Wu Z L, Peng H S, Ma T F. 2011. Challenging the limit of EEW: A scenario of EEWS application based on the lessons of the 2008 Wenchuan earthquake[G]//*Advances in Geosciences*. New Jersey: World Scientific, **31**: 11–22.
- Mai P M, Schorlemmer D, Page M T, Ampuero J P, Asano K, Causse M, Custodio S, Fan W Y, Festa G, Galis M, Gallovic F, Imperatori W, Käser M, Malyskyy D, Okuwaki R, Pollitz F, Passone L, Razafindrakoto H N T, Sekiguchi H, Song S G, Somala S N, Thingbaijam K K S, Twardzik C, van Driel M, Vyas J C, Wang R J, Yagi Y, Zielke O. 2016. The earthquake-source inversion validation (SIV) project[J]. *Seismol Res Lett*, **87**(3): 690–708.
- Minson S E, Murray J R, Langbein J O, Gombert J S. 2014. Real-time inversions for finite fault slip models and rupture geometry based on high-rate GPS data[J]. *J Geophys Res*, **119**(4): 3201–3231.
- Ruff L, Kanamori H. 1983. The rupture process and asperity distribution of three great earthquakes from long-period diffracted P-waves[J]. *Phys Earth Planet Int*, **31**(3): 202–230.
- Ruff L J. 1987. Tomographic imaging of seismic sources[G]//*Seismic Tomography: With Applications in Global Seismology and Exploration Geophysics*. Dordrecht: Reidel Publishing Company: 339–361.
- Strauss J A, Allen R M. 2016. Benefits and costs of earthquake early warning[J]. *Seismol Res Lett*, **87**(3): 765–772.
- USGS. 2004. Significant earthquakes[EB/OL]. [2004–12–26]. https://earthquake.usgs.gov/earthquakes/eventpage/official20041226005853450_30/executive.
- USGS. 2008. M7.9 – eastern Sichuan, China[EB/OL]. [2018–03–19]. <https://earthquake.usgs.gov/earthquakes/eventpage/usp000g650#executive>.
- USGS. 2017. Significant earthquakes[EB/OL]. [2018–03–19]. <https://earthquake.usgs.gov/earthquakes/browse/significant.php>.
- Yamada M. 2014. Estimation of fault rupture extent using near-source records for earthquake early warning[G]//*Early Warning for Geological Disasters*. Heidelberg: Springer: 29–47.