

杨晶琼, 李月芯, 运乃丹等. 2021. 云南小江断裂带北段动态触发现象研究. 地球物理学报, 64(9):3207-3219, doi:10.6038/cjg2021P0139.

Yang J Q, Li Y X, Yun N D, et al. 2021. Dynamic earthquake triggering in the north of Xiaojiang fault zone, Yunnan. *Chinese J. Geophys.* (in Chinese), 64(9):3207-3219, doi:10.6038/cjg2021P0139.

云南小江断裂带北段动态触发现象研究

杨晶琼¹, 李月芯², 运乃丹^{2*}, 周仕勇², 杨宏峰³, 杨周胜¹, 姚远¹

1 云南省地震局, 昆明 650224

2 北京大学地球与空间科学学院, 北京 100871

3 香港中文大学理学院地球系统科学课程, 香港

摘要 论文通过分析云南小江断裂带(26°N—27.5°N, 102.3°E—103.7°E)密集地震台阵(38个地震台组成)2012—2015年的地震记录, 分别用基于频谱图的人工识别及小震目录的 β 统计两种触发判定标准研究远震是否对研究区域内小震活动存在动态触发。发现在研究时段内发生的36个7级以上远震中, 7个存在着明显的触发现象。论文应用匹配定位法, 实现了被触发小震的定位并计算了研究区域内触发潜能分布, 以及基于地震活动性变化的触发强度分布, 讨论了小江断裂带北段断层应力所处状态及其对于强震危险性分析的启示。

关键词 动态触发; 动态应力; 地震活动性; 微震检测; 触发潜能; 触发强度

doi:10.6038/cjg2021P0139

中图分类号 P315

收稿日期 2021-02-27, 2021-05-06 收修定稿

Dynamic earthquake triggering in the north of Xiaojiang fault zone, Yunnan

YANG JingQiong¹, LI YueXin², YUN NaiDan^{2*}, ZHOU ShiYong², YANG HongFeng³,
YANG ZhouSheng¹, YAO Yuan¹

1 Yunnan Earthquake Agency, Kunming 650224, China

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

3 Earth System Science Programme, Faculty of Science, The Chinese University of Hong Kong, Hong Kong, China

Abstract We analyze the dynamic earthquake triggering in the north of Xiaojiang Fault Zone, Yunnan (26°N—27.5°N, 102.3°E—103.7°E) based on the continuous seismograms recorded by 38 stations during 2012—2015, utilizing the manual inspection of spectrograms and β statistic of the local earthquake catalog. Seven of 36 remote earthquakes with magnitudes larger than 7.0 triggered local earthquakes in the study area. Furthermore, we use the automated approach, Match and Locate, to obtain the spatial distribution of triggered local events and then calculate the potential and intensity of dynamic triggering in the study region. We finally discuss the stress state in the North of Xiaojiang Fault Zone and the enlightenment for the analysis of strong earthquake risk.

Keywords Dynamic triggering; Dynamic stress; Seismicity; Microearthquake detection; Triggering potential; Triggering intensity

基金项目 国家自然科学基金(42074046 & U2039204)资助。

第一作者简介 杨晶琼, 女, 1968年生, 高级工程师, 主要从事数字地震资料分析与地震定位研究。E-mail: yjq6@163.com

* 通讯作者 运乃丹, 女, 1995年生, 在读硕士生, 主要从事地震资料处理和活动性研究。E-mail: yunnaidan@pku.edu.cn

0 引言

大量研究表明地震之间是存在相互作用的,并且可分为三种(Freed, 2005; Hill and Prejean, 2007):静态触发、准静态触发和动态触发.静态触发指的是断层位错产生的库伦应力变化在主震破裂区域附近引发的一系列触发现象,例如余震.此类相关研究开始最早,自20世纪末,主震和余震之间的相关作用就已经被认识到(Hill and Prejean, 2007; Robinson and Zhou, 2005).随后不久,准静态触发的相关研究也开始陆续出现.准静态触发对应的是一种缓慢的应力变化,它的出现与震后滑移、塑性下地壳和上地幔的黏弹性释放以及流体的扩散有关(Wu et al., 2011; Jia et al., 2014, 2018),可以发生在距离震源几倍于主震破裂区域范围的位置.由于静态应力和准静态应力分别随震中距增加按 Δ^{-3} 和 Δ^{-2} (Δ 为震中距)迅速降低(Hill and Prejean, 2007),所以这两种应力的影响范围都较小,主要围绕在主震破裂区域附近.然而,近年来的很多研究中有大量的证据证明大地震可以在 $10^2 \sim 10^3$ km 外的位置引起明显的地震活动性增强,这种地震间相互作用被称为动态触发.

Hill等(1993)在1992年Landers地震的波形记录中首次观测到动态触发现象,随后此现象在全球范围内得到了广泛的观测和记录.早期的大多数研究表明,动态触发主要发生在活跃的板块边界断层或火山活动区域等背景活动性较强的地方(Hill and Prejean, 2007; Hill et al., 1993),可能的原因是这些区域的应力积累已接近断层破裂强度.但随后也有很多研究发现相对稳定的区域也能发生动态触发(Gomberg et al., 2004; Velasco et al., 2008).其中研究区域位于我国境内的也为数不少,例如Peng等(2010)、Jiang等(2010)、Wu等(2011)以及龚萱等(2014),均讨论了中国北部地区附近的动态触发现象;解朝娣等(2007),Peng等(2012)探究了2004年印尼及2005年苏门达拉 $M_w 9.0$ 和 $M_w 8.7$ 两次巨型地震对云南地区的小震动态触发效应.另外,同一区域也可以被大地震重复触发(Gomberg et al., 2004; Velasco et al., 2008; Wu et al., 2011).

尽管瞬间的动态应力扰动被认为是动态触发的主要原因,但也不乏延迟触发的案例(Shelly et al., 2011; Peng et al., 2015; Johnson and Bürgmann, 2016).在面波经过几个小时甚至几天后,也能观测

到一些地区地震活动性增强的现象.目前对于延迟触发的解释有流体作用等(Parsons, 2005).远震不仅可以触发区域性小震,导致区域地震活动性增强,也会触发非火山震颤(Tremor)等长周期事件发生.触发的非火山震颤在日本俯冲带地区(Obara, 2012; Chao and Obara, 2016)、圣安德烈斯断层(Peng et al., 2009)以及中国台湾(Peng and Chao, 2008)被观测到,而中国大陆还没有观测到非火山震颤的实例.对于非火山震颤的触发成因目前也没有定论.

包含上述研究在内的大量观测表明动态触发具有普遍性,我们可以利用其去检测断层上的实时应力状态,即利用动态触发现象作为断层对于地震波施加的已知应力响应的探测器.如果我们能统计出有多少地震被远震触发,便能知道有多少断层所处的应力状态只需要相应大小的应力扰动就可能破裂.如此,基于远场地震波的应力扰动响应预测断裂带未来的地震危险性在理论上是可行的(Brodsky and van der Elst, 2014).动态触发的研究不仅可以用来衡量断层上破裂所需要的应力扰动分布,还能够通过该应力扰动分布进一步厘清板块构造等过程所产生的影响(Brodsky and van der Elst, 2014),帮助我们理解地震的发生及其相互作用的内在机理,对于地震预报及地震风险性评估都有重要意义(Wu et al., 2011).

本文拟通过对云南地区小江断裂带北段动态触发现象的系统性研究,探寻动态触发内在机理,并对小江断裂带北段地震危险性评估及预测进行讨论.

1 研究区域与资料

小江断裂带位于云南省东北部,是青藏高原东南缘最活跃的断裂带之一,该断层定义了四川—云南块体的东南边界.由于川滇块体向东南方向远离青藏高原,并围绕东喜马拉雅构造顺时针旋转,所以位于其东部边界包含小江断裂带在内的多条断裂带均呈左旋走滑运动(Shen et al., 2003).小江断裂带走向近南北,全长约400 km,分为北、中、南三段.北段呈单一结构,由巧家至小江村.为监测小江断裂带北段巧家附件的地震活动,中国地震局地球物理所许力生研究员所领导的研究组自2012年2月起陆续在小江断裂带北段(26°N — 27.5°N , 102.3°E — 103.7°E)布设了38个宽频带地震仪以及15个高频GPS连续记录台,组成密集台阵(图1).该台网平均台间距约

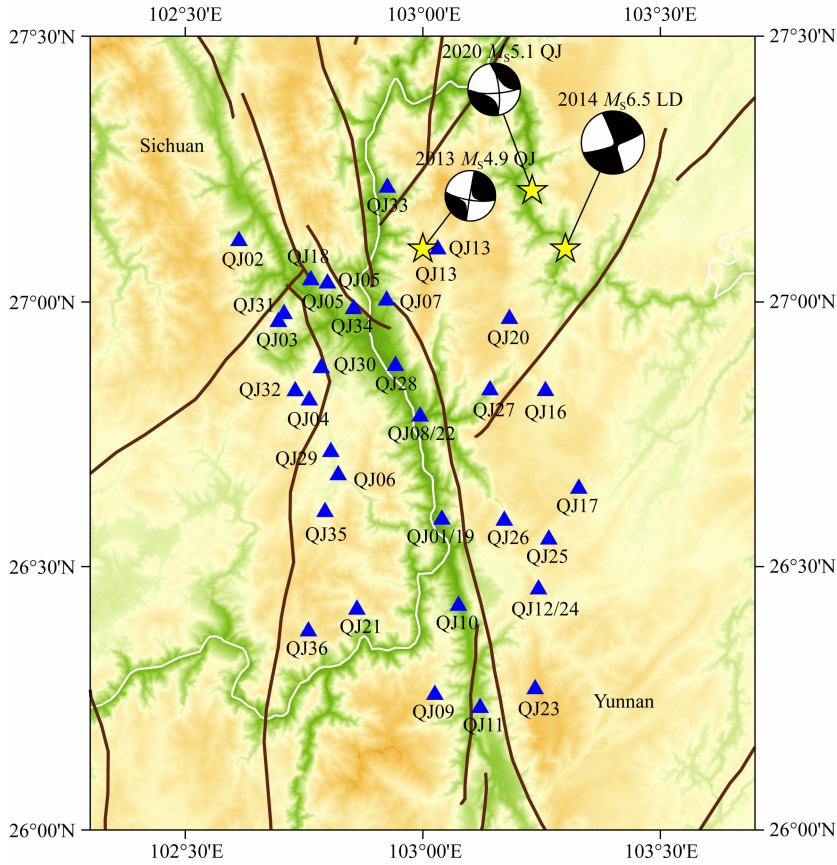


图1 小江断裂带及台站分布图

在台阵北部云南—四川交汇地区发生了2013年 $M_s4.9$ 巧家地震、2014年 $M_s6.5$ 鲁甸地震和2020年 $M_s5.1$ 巧家地震三次中强震。震源机制解来源为Global Centroid-Moment-Tensor (CMT) 目录(Dziewonski et al., 1981; Ekström et al., 2012)。

Fig. 1 Xiaojiang Fault Zone and distribution of seismic stations

In the north of the seismic array which is also the junction of Yunnan and Sichuan, three moderately strong earthquakes occurred, i. e. 2013 $M_s4.9$ Qiaojia, 2014 $M_s6.5$ Ludian, and 2020 $M_s5.1$ Qiaojia earthquakes. The focal mechanisms are obtained from Global Centroid-Moment-Tensor (CMT) catalog (Dziewonski et al., 1981; Ekström et al., 2012).

为12 km, 台阵孔径约为110 km。期待通过地震和形变的联合观测, 捕捉潜在震源区可能的地动信息, 研究强震孕育、发生和愈合的整个物理过程, 确定微构造活动和主要断层的运动属性。

本研究基于该台阵研究远震面波对台阵覆盖区的地震动态触发效应, 探讨远震面波动态触发效应所反映的断裂带强震危险性信息。我们选用2012年3月1日至2014年12月31日该台阵记录的三分量连续波形进行分析。正常工作台站实际为33个, 采样率均为100 Hz。此外我们在U. S. Geological Survey网站下载了研究时间范围内全球震级大于7级的强震目录。我们对此目录进行了进一步的筛选: 为了排除静态应力的影响, 选取震中与巧家台网中心(约 26.5°N , 103°E)的距离大于1000 km的远震; 由于深源地震不能产生很强的面波能量辐射, 而面波的能量通常被认为是引起动态触发的主要原因, 因此选择震源深度在100 km以内的远震。最终

目录共包含36个远震, 其中震级在7级到8级之间的有33个, 大于8级的有3个(图2)。我们以这36个强震为触发源, 研究这些强震对图1所示研究区地震活动的动态触发。

须指出的是, 在我们选择的资料记录时段内, 在台阵北部云南—四川交汇地区发生了2013年 $M_s4.9$ 巧家地震和2014年 $M_s6.5$ 鲁甸地震两次中强震(图1), 对我们讨论动态触发所反映的强震危险性信息分析提供了难得的样本。此外该区域近期还发生了2020年 $M_s5.1$ 巧家地震, 因此对该区域的强震危险性研究具有重要意义。

2 远震动态触发的检测

2.1 人工识别

为了判断远震波形到达研究区域之后是否触发了记录台附近的地震活动, 需要比较远震到达前后

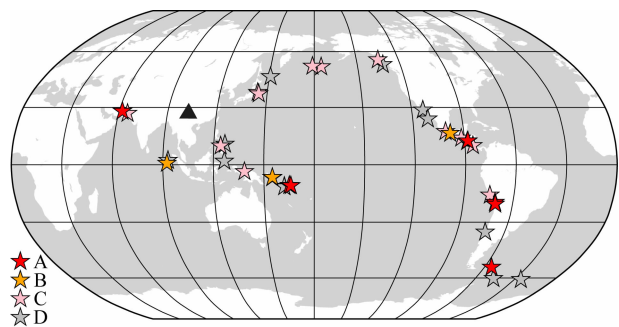


图 2 强震目录分布图

五角星代表的是发生于 2012 年 3 月 1 日到 2014 年 12 月 31 日之间、震级大于 7 级、震中与巧家台网中心(约 26.5°N, 103°E)距离大于 1000 km 且震源深度小于 100 km 的远震;其中不同的颜色代表综合人工识别和 β 统计检验两种方法结果进行的分类,分类方法见 3.1 节。三角形为巧家台网所在位置。

Fig. 2 Distribution of remote earthquakes

Stars represent the earthquakes that occurred from March 1, 2012, to December 31, 2014, with magnitudes larger than 7.0 and depths smaller than 100 km. Moreover, the distances between remote earthquakes and the Qiaojia array (around 26.5°N, 103°E) are larger than 1000 km. The color indicates different categories of events according to the results of manual inspection and β statistic methods (see Section 3.1). The triangle shows the location of Qiaojia array.

的地震活动变化。但由于远震波形的振幅远远大于区域小震的振幅,如何找出远震波形中被覆盖的区域小震是问题的关键。远震在传播过程中的高频成分衰减十分严重,到达接收点时几乎只剩下低频成分(周仕勇和许忠淮, 2010);而区域小震恰好相反,由于震中距远远小于远震,所以高频成分的能量仍然十分明显。主流方法一般通过滤波压制远震波,同时结合频谱手动拾取区域小震的位置和数量,然后通过 β 检验检测远震到达前后活动性的变化(Jiang et al., 2010, Peng et al., 2010, Wu et al., 2011)。基于动态触发事件会在远震地震波记录上叠加高频能量的事实, Yun 等(2019, 2021)提出了一种适用于海量数据自动分析且主观因素影响小的动态触发检测方法——高频功率积分比值法(HiFi),为开展远震动态触发现象时空扫描变化研究,系统分析远震动态触发现象的时空演化特征提供了简便工具。HiFi 虽然能有效并客观判断记录台附近是否存在远场动态触发地震的发生,但目前还不具备对动态触发事件进行逐一检测、震相读取与定位的功能。

为了研究小江断裂带远震动态触发事件发生的敏感地点,参照 Peng 等(2010)的研究,我们对各个台站记录到的远震波形原始数据(图 3a)先做 5 Hz 的高通滤波,滤波后远震的低频面波被压制,而区域

的小震信号则被增益(图 3b)。因此,若发生触发现象,则在高通滤波下可以清晰看到被掩盖在大振幅面波下的微小地震。此外,结合各个远震波形时段的频谱图辅以判断,在频谱图中可以清楚的看到地震波到达时在不同频率上的能量分布:远震的能量集中在低频段,而区域性地震信号虽然振幅不大,但存在很强的相对高频成分,因此也可以通过频谱图识别掩盖在面波下的区域性小震(图 3c)。

应用上述方法,通过人工观察各个台站记录到的远震波形、高通滤波后波形及频谱图,并进行对比,我们从 36 个地震中发现 10 个地震在面波来临时伴随有明显的区域性小震,并且有 5 个及以上台站记录到波形。另有 5 个地震同样在面波到来时伴随区域性小震,但观测台站数少于 5 个,没有办法排除噪声及偶然情况对结果的干扰。

2.2 β 统计检验

为了论证远震波形经过时,台阵记录的区域微震活动是背景地震随机发生的结果还是由于远场波经过时产生的应力扰动动态触发所导致的,多数研究引入 β 统计来比较远场地震波经过期间的小震活动数与远震波来临前的平均地震活动性,并估计该差异是否具有统计显著性(Matthews and Reasenberg, 1988, Reasenberg and Simpson, 1992)。 β 统计值的定义为

$$\beta(n_a; n_b; t_a; t_b) = \frac{n_a - E(n_a)}{\text{Var}(n_a)}, \quad (1)$$

式中 n_b 和 n_a 是在远震波来临之前和来临之后观测到的地震个数, t_b 和 t_a 分别是远震波到达前后所选取的持续时间(分别称为背景窗与触发窗), $E(n_a)$ 是在 t_a 区间内观测到的地震事件的期望,而 $\text{Var}(n_a)$ 是 n_a 的标准差。对于二项分布过程, $E(n_a) = n_b(t_a/t_b)$, $\text{Var}(n_a) = n_b(t_a/t_b)(1 - n_b/t_b)$ (Kilb et al., 2002)。当主震之前地震活动率很小时,二项分布过程可以简化为泊松过程,此时 $E(n_a) = \text{Var}(n_a) = n_b(t_a/t_b)$ (Hill and Prejean, 2007)。当样本总量足够大(一般大于 30)时,为了计算更方便,二项分布可以近似为正态分布,所以 β 值应服从标准正态分布。在原假设为远震前后地震活动性不变的基础上,当 $|\beta| \geq 1.96$ 时,只有 5% 的可能性原假设成立;当 $|\beta| \geq 2$ 时,只有少于 5% 的可能性原假设成立,所以拒绝原假设,即远震到达后的地震分布与远震波到达前的地震分布是存在明显差异的。参照前人研究,这里设定当 $\beta \geq 2$ 时,认为该远震在研究区域产生了明显的动态触发现象(Reasenberg and Simpson, 1992)。考虑

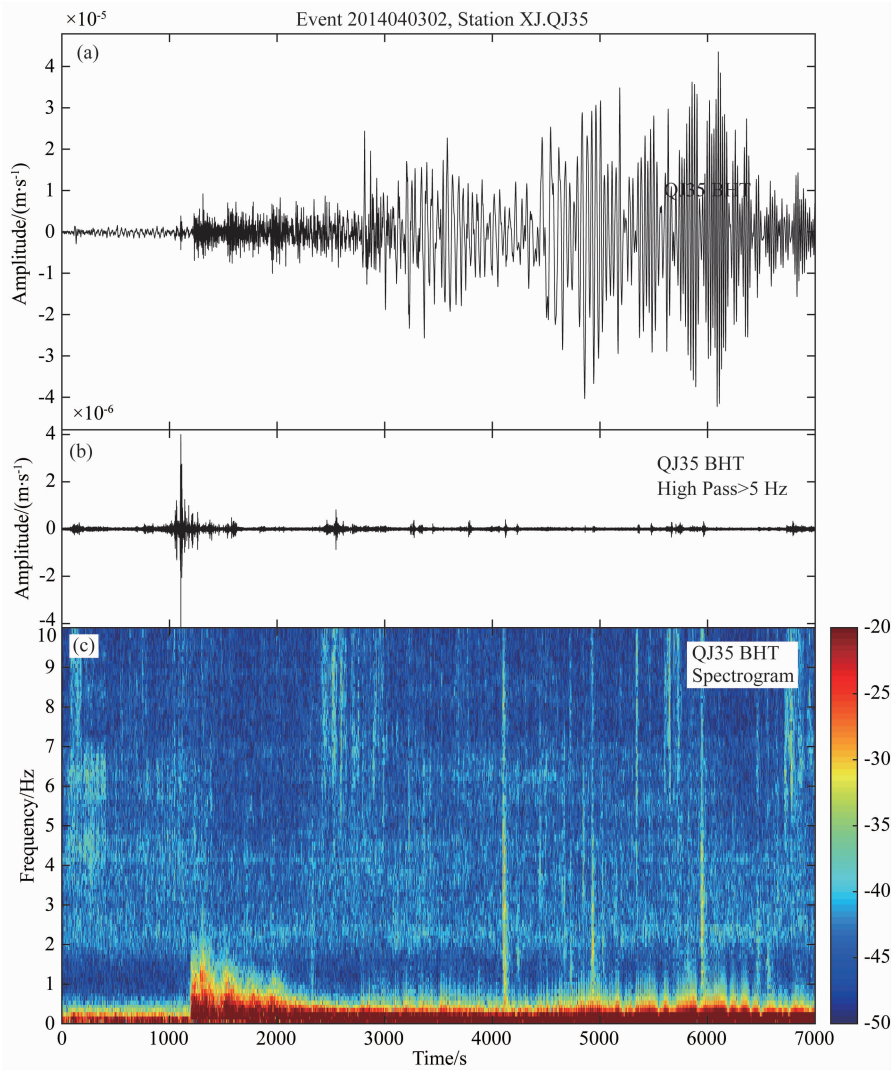


图3 (a) QJ35 台站记录到的 2014 年 4 月 3 日 $M_w 7.7$ 智利地震的切向分量的原始波形, 时间窗为远震波到达时刻前 1000 s 与后 6000 s; (b) 对(a)进行 5 Hz 高通滤波后的波形; (c) 图(a)中波形对应的频谱图, 标度尺的单位为 $10 \log_{10}(\text{cm} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{Hz}^{-1})$

Fig. 3 (a) Raw tangential component seismogram of the April 3, 2014 $M_w 7.7$ Chile earthquake recorded by the QJ35 station, with the time window from 1000 s before to 6000 s after the teleseismic arrival; (b) 5 Hz high-pass-filtered waveform of (a); (c) Spectrogram of the raw data in (a). The unit of color bar is $10 \log_{10}(\text{cm} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{Hz}^{-1})$

到不同震级的小震之间的差异, 进一步提出采用振幅归一化后的 N_a 和 N_b 来代替原本公式中的 n_a 和 n_b (Miyazawa and Mori, 2005, Jiang et al., 2010). N_a 和 N_b 的定义为

$$N_b = n_b, \quad (2)$$

$$N_a = n_b \times \frac{\sum_{i=1}^{n_a} A'_i}{\sum_{i=1}^{n_b} A_i}, \quad (3)$$

其中 A'_i 为远震到达后的小震的最大振幅, A_i 为远震到达前的小震的最大振幅. 为避免 n_b 为 0 时公式 (3) 无意义, 设定以下规则. 当 $n_b = 0$ 时:

$$N_b = n_b = 0.25, \quad (4)$$

$$\sum_{i=1}^{n_b} A_i = n_b \times 10 \times \text{MAD}, \quad (5)$$

其中 MAD 为远震到达前地震波振幅的中位数绝对值偏差 (Jiang et al., 2010).

β 检验的准确性要建立在完善的小震目录上, 由于人工识别地震的能力有限, 远震面波下的微震容易在区域地震目录中被忽略. 传统对于地震活动性的检测方法只是根据地方目录, 而国内台网密度下, 地方目录完备震级大多仅能达到 2 级左右 (Zhou et al., 2018). 过往国内区域的研究中, 仅有 Peng 等 (2012) 利用地方地震目录检测到 2004 年苏

门答腊 $M_w 9.2$ 地震在云南地区的广泛触发现象. 根据地方目录仅能检测到超过一定阈值的活动性增强, 而得益于近年来微震识别技术的发展, 0.1 级甚至是负震级的地震也可以被完备检测, 这使得微弱活动性变化的检测成为可能. 本文利用张森(2015)提出的匹配定位法(Match and Locate, M&L), 基于波形互相关的高精度、高强度搜索能力, 获取更加完备的微震目录. 匹配定位法基于地震模板识别方法, 将已知清晰地震事件作为模板, 在连续波形内用模板与之做互相关扫描叠加来检测微小地震. 叠加前, 还需以模板为中心, 对周围进行三维格点搜索, 通过计算同一台站的相对走时差来对互相关波形矫正叠加. 利用模板匹配法, 可以检测到比区域地震目录小几个数量级的微小地震, 区域地震目录更加完备, 为进一步基于微小地震的相关研究(如断层结构、区域地震活动性特点等)打下良好的基础. 该方法对传统微震检测方法——模版匹配滤波法(Matched Filter, Gibbons and Ringdal, 2006)的显著改进是, 在有效检测微震的同时, 还对检测的微震进行了精确定位处理. 需要说明的是, 虽然模板数目和信号噪音水平都有可能影响 M&L 方法对于区域地震的检测能力, 但我们在 β 检验中计算的是两个时间窗内的相对地震活动性变化. 首先不同时间窗内使用的模板数目都是相同的, 其次可以认为远震前后短时间内信号噪音水平是不变的, 所以模板数目和噪音水平对最终的 β 值计算影响不大.

本研究利用 M&L 方法对 33 个台站(图 1)所记录的 36 个远震波形到达时刻前(背景窗)后(触发窗)的 7000 s(前 1000 s 和后 6000 s)时间窗内的地震图进行扫描检测. 由于在我们研究的震例中, 远震波持续时间基本在 6000 s 之内, 因此选定了 6000 s 为触发窗. 背景窗的选取依赖于背景活动的活跃性, 应在获得足够多观测样本的同时尽量短(因为背景地震活动性随时间的变化可能造成的统计偏离). 因此, 我们在本研究中选取背景窗为 1000 s. Yun 等(2019)对背景时间窗的测试结果表明, 在一定合理范围内选取背景时间窗, 对触发统计结果影响不大. 我们采用中国地震局地球物理研究所许力生课题组提供的小江地区区域地震目录(Fu et al., 2020), 截取全部 1805 个地震的波形作为模板. 我们对原始数据及模板均进行了 2~8 Hz 带通滤波、去均值、去线性趋势等处理, 以排除长周期事件及高频噪声的影响. 模板地震采用 S 波到时前 1 s 及后 3 s 共 4 s 的时间窗, 识别地震的互相关阈值为 0.3. 进行三维

格点搜索时, 搜索半径为 0.04° , 步长为 0.002° . 叠加定位过程中, 将同一时间不同台站检测到的地震进行整合时, 判定相隔 6 s 即为不同的地震. 本研究取远震波到达后 6000 s 时间窗作为触发窗 t_a , 远震波到达前 1000 s 时间窗作为背景窗 t_b , 计算 β 值. β 值大于 2 的远震共有 20 个, 详见附录.

3 讨论

3.1 触发与背景地震活动性

我们将 36 个地震依据能否从远震面波时间窗内检测到区域地震及 β 统计是否显著进行分类: 既能够通过波形识别, β 统计也显著的, 认为是明显的触发源, 称为 A 型地震; 仅能通过波形识别或仅 β 统计结果显著的, 分别为 B、C 型地震; 两种方式都没有观测到触发现象的称为 D 型地震, 未发生动态触发. A、B、C 和 D 型地震分别有 7、3、13 和 13 个(附录, 图 2).

若小江破裂带附近的动态触发是由面波引起的, 即远震的大振幅面波携带巨大能量, 在断层触发即时微破裂, 那么 β 统计与通过波形观测的结果应大体相同. 我们实际的观测结果也是如此, 通过波形观测到微震而认定有触发的 10 个远震中, 7 个均有 β 统计的显著性. 此外, β 统计还可以识别另一种触发模式: 虽然在面波部分没有观测到小震被触发, 但通过对比震前及震后更长时间窗内的地震频度及能量, 发现地震活动率确有增强. 因此, 对于归类为产生明显触发的 7 个 A 型地震, 本研究中还选用了 10 h 的长时间窗对其活动性进行检测, 以讨论远震触发对区域活动性影响的持续时间. 7 个地震中, 仅有 2014 年 4 月 1 日 $M_w 8.2$ Chile 地震及 2013 年 2 月 8 日 $M_w 7.1$ Solomon Island 地震在 10 h 时间窗内 β 值仍具有统计显著性(附录). 这说明远震对区域产生的触发作用更多程度上来说是即时的, 有长时间持续效果的仅在少数.

M&L 方法的结果显示, 在 A、B、C 和 D 型远震群集时间窗内检测到的区域地震分别为 37、16、43、263 个, 共计 359 个, 图 4 显示了这些区域地震的空间分布. 对于鲁甸地区, 由于 2014 年 8 月 3 日 $M_s 6.5$ 鲁甸地震的发生, 模板在此丛集, 从而导致了鲁甸地区检测到地震数量较多. 值得注意的是, 大多数 D 型远震时间窗内的区域地震均位于鲁甸区域, 这说明尽管鲁甸地震后该地区呈现活跃状态, 但在这样整体活跃的背景下检测到的大量地震并不一定意味

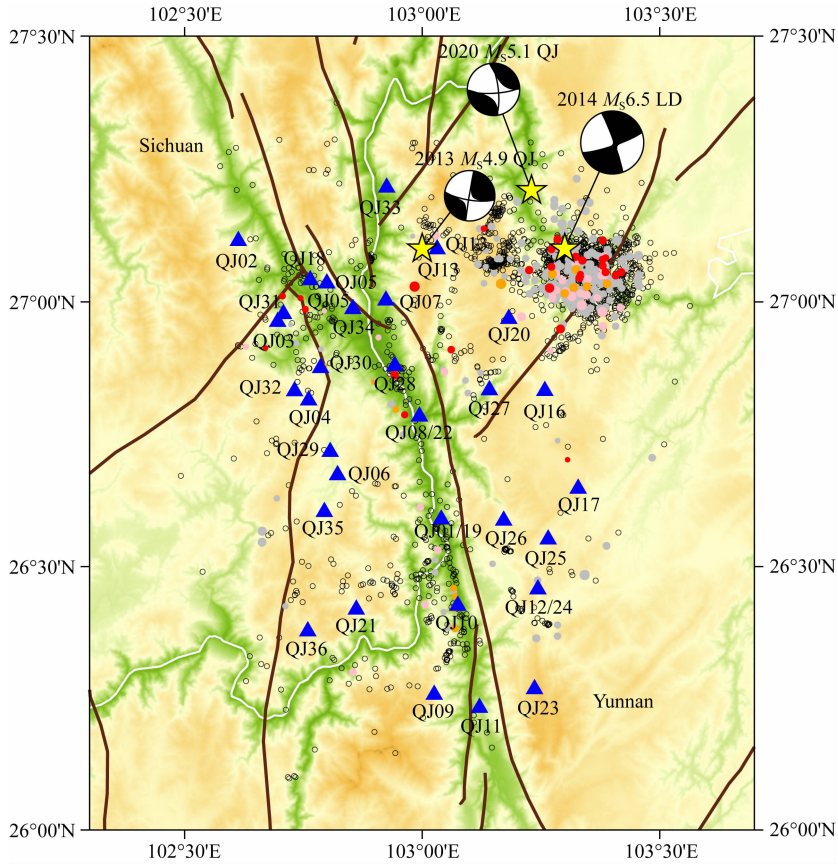


图 4 区域小震分布图

黑色的空心圆圈代表模板地震;红色、橙色、粉色及灰色实心圆分别代表 A、B、C 及 D 型远震时间窗内被检测出来的区域地震。

Fig. 4 Distribution of local earthquakes

Black hollow and colored solid circles represent template and detected earthquakes, respectively. The red, orange, pink, and gray circles correspond to events in time windows of type A, B, C, and D remote earthquakes, respectively.

着活动性的增强。这也是使用 β 统计的重要性: 衡量短时间内活动率的相对变化, 而不仅仅以检测到的地震数量为标准, 具有统计意义。此外, A、B 和 C 型远震时间窗内的区域小震主要沿北段主断层分布, 在研究区域西北部几条断层交汇处也有分布, 因此推测断层附近的区域更容易受到应力的扰动而发生微破裂, 而发生微破裂的原因可能是在断层附近岩石种类、性质以及沉积物质的变化。

3.2 触发阈值分析

动态触发与远场地震波经过时产生的应力扰动相关。正确估计小江断裂带在多大的应力扰动下可能被触发区域地震使得活动显著增加, 对认识该区域应力状态及开展地震危险性预测有重要意义。

本文对于所有远震进行动态应力的计算。面波振幅产生的动态应力 (DS) 可以如下估计 (Hill et al., 1993):

$$DS = \frac{G \times PGV}{V}, \quad (6)$$

其中 V 是瑞利波的传播速度 $3.5 \text{ km} \cdot \text{s}^{-1}$, G 是剪切刚度 30 GPa , PGV 代表最大地动速度 (Peak Ground Velocity)。各远震在所有台站上的平均动态应力与震中距关系如图 5 所示。产生动态触发现象的最小动态应力为 0.096 kPa , 在 0.1 kPa 数量级。类似的, Brodsky 和 van der Elst (2014) 利用触发强度量及目录观测指出南加州地区同样可以被 0.1 kPa 量级的动态应力所触发。比 Peng 等 (2009) 在圣安德烈斯断层以及 Wu 等 (2011) 在我国北京地区附近观测到的 10 kPa 的触发阈值小了两个数量级, 这与不同地区的构造环境及背景地震活动性不同相关。但值得注意的是, 我们的研究结果中, 即使满足动态应力阈值 (0.1 kPa), 有的远震也不能引起研究区域内小震活动明显增加, 这是因为远震波场的其他特征, 例如频率分布和震源方位角等可能也影响了触发能力 (Brodsky and Prejean, 2005)。但可以确定的是, 只需要 0.1 kPa 量级的动态应力便可以对小江地区造成动态触发, 说明研究区域内应

力水平较高、地震危险性较大. 本研究的结果可以与通过其他方法得到的应力状态相印证. Shan 等(2013)指出小江断裂带北部自上一次强震之后, 由于震后的黏弹性释放效应以及构造应力的持续加载, 库伦应力处于较高的水平, 处于不稳定状态.

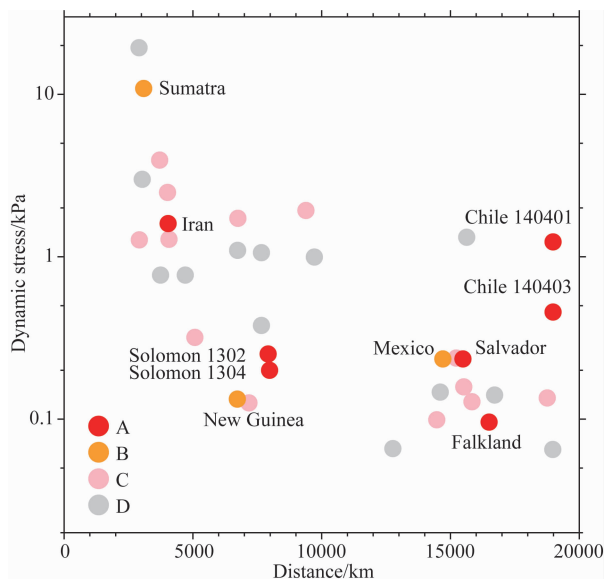


图5 远震的动态应力与震中距关系图

这里以 QJ08/22 台站作为台网中心位置(102.99°E, 26.78°N)计算震中距; 动态应力为远震在所有台站上产生的动态应力的平均值. 红色、橘色、粉色及灰色实心圆圈分别代表 A、B、C 和 D 类型的远震.

Fig. 5 Epicentral distances and dynamic stresses of remote earthquakes

The epicentral distance is calculated taking the location of Station QJ08/22 as the central point of the seismic array. The dynamic stress value is the average stress disturbance at all stations for one distance earthquake. The red, orange, pink and gray circles represent type A, B, C and D remote earthquakes, respectively.

3.3 台站触发潜能发布

在这一节中暂不考虑地震定位的结果和信息, 只考量以台站为衡量标准的触发潜能分布. 利用 2.1 中人工识别方法的结果, 统计 2012 年 3 月 1 日至 2014 年 12 月 31 日每个台站记录到的触发了区域地震的远震个数. 但由于台网内每个台站架设时间不一致、实际记录连续性有差异, 因此采用研究时间范围内台站记录到的远震总数进行归一化, 均衡此差异. 台站 i 的触发潜能计算公式如下:

$$P_i = \frac{n_i}{N_i}, \quad (7)$$

其中 N_i 为台站 i 在研究时间范围内记录到的远震总数, n_i 为在 N_i 个远震中触发了区域地震的远震

数目.

这种做法的假设前提是小震信号微弱, 那么台站记录到的小震信号源必然在台站附近. 因此, 一个台站记录到的触发小震个数在一定程度上可以反映台站附近的区域构造、断层在同等扰动下的破裂难易程度, 即断层在该位置所处的应力状态.

研究区域内台站触发潜能分布如图 6 所示, 对每一个台站的触发潜能数值进行插值, 得到小江断裂带北段的触发潜能分布. 一个地区的触发潜能分布, 对于该地区的活跃程度, 断层上的应力分布及危险性分析有一定启示. 从图中可以看出, 在研究区域的西北部及南部有着很高的触发潜能值, 而中西部及北部则相对稳定. 这种方法的优点是计算简单、无需定位, 可以快速给出地区的触发潜能值作为参考. 这种以台站为基准, 忽略地震具体位置的定义方法也存在着一定的局限性. 由于台阵孔径的限制, 只能看到有限的区域内的触发活动强度, 没有台站的地方将形成空区. 备受关注的鲁甸地区, 由于没有台站的分布, 无法通过插值而得到有效可信的结果.

3.4 触发强度分布

震级足够大的远震可以触发大量地震, 这些被触发的地震遍布研究区域. 如果利用微小地震定位及检测信息, 则可以对触发现象进行定性和定量的分析, 研究目标区域内不同子区域内的触发强度. 这里定义触发强度 (I) 为远震之后相对于远震来临之前的地震活动率变化:

$$I = \frac{\lambda_2 - \lambda_1}{\lambda_1}, \quad (8)$$

其中 λ_1 和 λ_2 分别为远震来临前、后时间窗 (T_1 和 T_2) 内的平均地震活动率:

$$\lambda_1 = \frac{n_1}{T_1}, \quad (9)$$

$$\lambda_2 = \frac{n_2}{T_2}, \quad (10)$$

n_1 和 n_2 分别为 T_1 和 T_2 时间窗内的区域地震数目.

本文将选择台网记录到的所有远震的连续波形, 利用对远震 P 波到时前 5 h 及 P 波到时后 5 h 连续波形进行模板识别扫描得到的目录 ($M \geq -1.40$), 将研究区域分为 $0.1^\circ \times 0.1^\circ$ 的网格点, 计算每个格点的 λ_1 和 λ_2 , 从而得到触发强度 I 的空间分布(图 7).

结果显示, 触发强度在台网中西部、西南部及台站 QJ17 附近很高, 其余地方甚至鲁甸区域的活动性并没有明显的增强. 研究区域的网格化避免了某一区域活动强度极高对结果的影响. 由于地震目录并非完整覆盖整个研究区域, 即便对结果进行插值

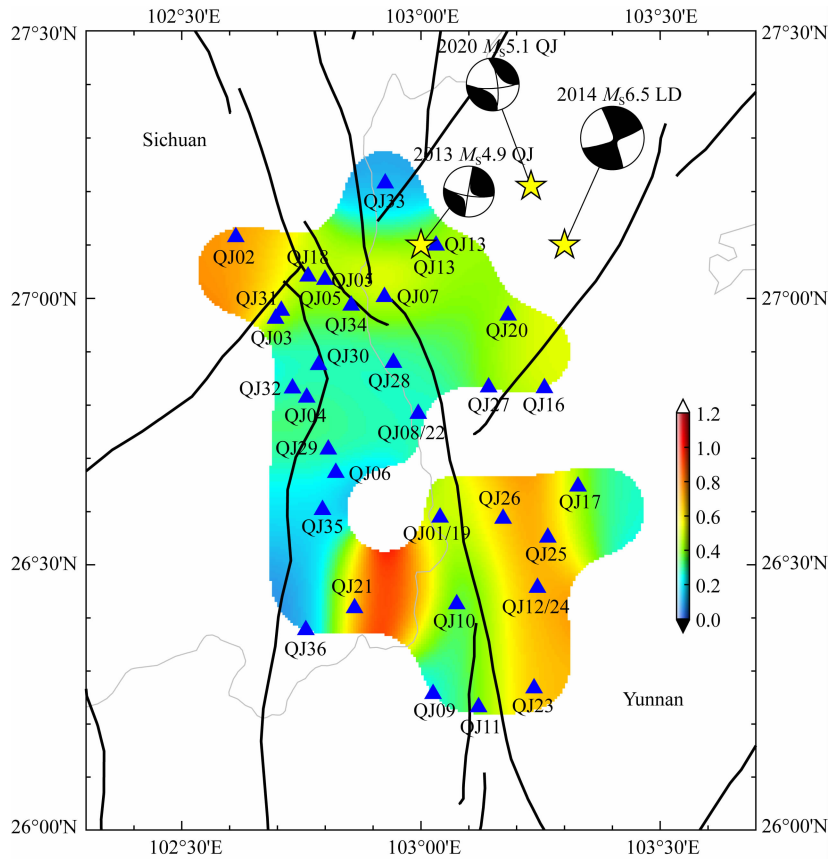


图6 台站触发潜能分布图

三角形代表台站, 沙滩球为研究区域内发生的三个中强震(同图1), 填充颜色区域为以台站为中心、对触发潜能数值进行半径为 0.15° 插值后得到的结果。

Fig. 6 Spatial distribution of the triggering potential

Stations are displayed by triangles. The beach balls represent three moderately strong earthquakes in the study area (the same as Fig. 1). The potential values are centered on the locations of stations and interpolated with a radius of 0.15° .

后,数据仍不可避免存在空缺地段。可能存在的系统偏差在于,如果研究区域本身处于不活跃地区,背景活动性较低,那么远震前的时间窗长度可能是不足的,无法准确的估计背景活动性,使得远震后地震数目的一点扰动也可能使其活动率的相对变化很大。

3.5 触发潜能与触发强度的结果比较

基于台站的触发潜能分布图与基于小地震定位目录的触发强度图在某种程度上都在试图阐述小江断裂带北段区域的断层及其周边对于已知动态应力的响应。断层对于已知动态应力的扰动又在一定程度上代表了其所处于的状态。探寻断层上的应力状态对于研究地震的发生与孕育以及地震预测都有着重要的启示。

两幅图像进行对比,研究区域南部结果是比较吻合的,在台站触发潜能大的地方,同样触发强度也很强,有理由认为在这段时间内断层在南部处于相对活跃的状态。但在研究区域的中西部,其具有相对来说较低的触发潜能,却出现了高触发强度。而在研

究区域西北部高触发潜能地区,却有着低触发强度。出现这种矛盾的原因可能由于触发强度对于平均地震活动率低的地方更敏感,这种响应性的差异导致了矛盾的产生。在研究区域内,触发潜能与触发强度互相印证、相辅相成,均在一定程度上反映了研究区域内断层的应力状态。

4 结论

根据上述讨论,给出主要结论如下:

(1) 在小江断裂带北段,产生明显触发现象的最小动态应力约为 0.1 kPa ,但由于缺乏 0.1 kPa 以下远震的观测数据支撑,在本文中暂不能给出该地区的触发阈值。但低触发应力一定程度反映了小江断裂带可能趋于临近破裂阶段,对该地区的地震危险性需要特别关注。

(2) 远震的确存在对于区域地震活动性增强的触发作用,表现为即时性的同震触发。区域地震活动

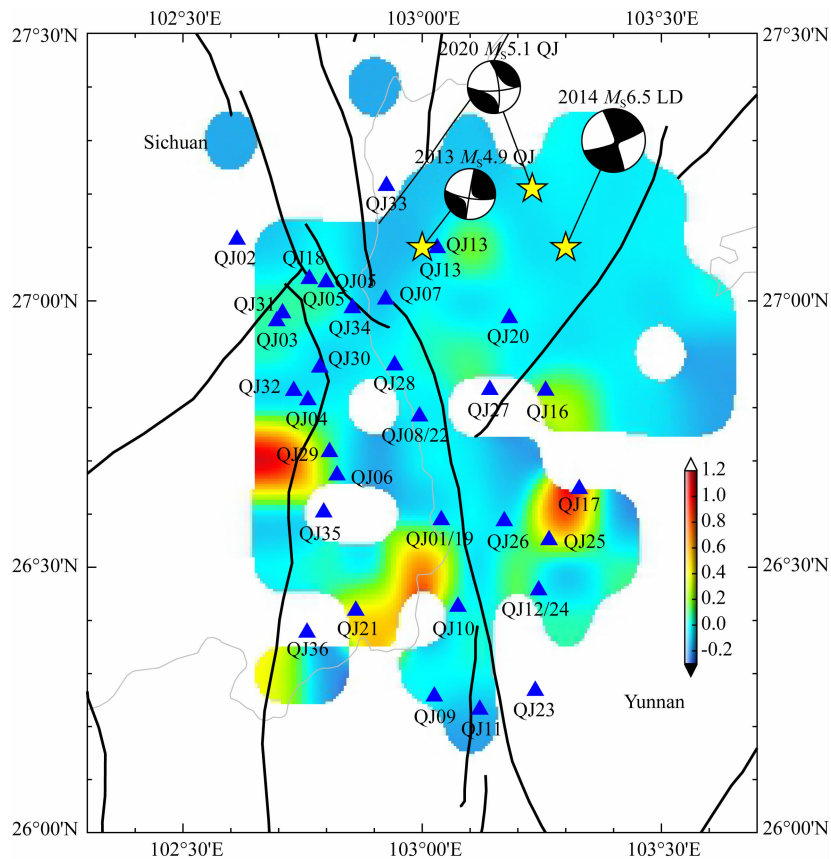


图7 地区触发强度分布图

三角形代表台站, 沙滩球为研究区域内发生的三个中强震(同图1)。

Fig. 7 Spatial distribution of the triggering intensity

Stations are displayed by triangles. The beach balls represent three moderately strong earthquakes in the study area (the same as Fig. 1).

性的微小变化在区域目录中无法观测, 需要利用微震检测技术实现观测。

(3) 基于台站的触发潜能分布图以及基于小震目录的触发强度分布图都在一定程度上体现了小江断裂带北部断层应力状态。前者局限于台站位置及其自身的噪声水平, 而后者依赖于区域背景地震活

动性, 结合两者进行比较, 可以在一定程度上推断出断层所处应力状态。

致谢 中国地震局地球物理研究所许力生课题组慷慨地给我们提供了地震台阵记录资料。3位匿名评审专家给本文提出了许多很好的建设性修改意见, 在此衷心感谢。

附录 远震目录与触发信息

发震时刻	纬度(°)	经度(°)	震源深度(km)	震级(M_w)	震中距(km)	动态应力(kPa)	记录台站*	β 值(7000 s)	β 值(10 h)	触发类型
2013-02-06, 01:12:25.830	-10.799	165.114	24.00	8.00	7915	0.252	07,13,18,20,21,22,23,25,28,29,34	87.66	87.66	A
2013-02-08, 15:26:38.470	-10.928	166.018	21.00	7.10	7980	0.200	07,13,17,18,19,20,21,22,24,25,26,28,29,34	2904	76.63	A
2013-04-16, 10:44:20.180	28.033	61.996	80.00	7.70	4039	1.602	07,09,11,13,17,21,23,24,25,26,27	50.72	0.447	A
2013-11-25, 06:27:33.300	-53.945	-55.003	11.78	7.00	16500	0.096	17,19,23,24,25,26,27,29,33	2.531	0.111	A
2014-04-01, 23:46:47.260	-19.610	-70.769	25.00	8.20	18985	1.234	07,09,16,20,23,26,30,35	6.084	209.2	A

续表

发震时刻	纬度(°)	经度(°)	震源深度(km)	震级(M_w)	震中距(km)	动态应力(kPa)	记录台站*	β 值(7000 s)	β 值(10 h)	触发类型
2014-04-03, 02:43:13.110	-20.571	-70.493	22.40	7.70	18985	0.456	07,16,20,23,24,25,26,29,30, 32,35	2.048	0.211	A
2014-10-14, 03:51:34.460	12.526	-88.123	40.00	7.30	15485	0.235	02,09,13,16,18,23,25,26,27, 28,29,32,33,34,35,36	2.555	0.551	A
2012-03-20, 18:02:47.440	16.493	-98.231	20.00	7.40	14700	0.235	01,02,03,04,05,06,07,08,09, 10,11,12,13,16,17	0.553	-0.829	B
2014-04-11, 07:07:23.130	-6.586	155.049	60.53	7.10	6724	0.133	07,16,20,23,24,25,26,27,28, 29,30,32,35	0.535	0.522	B
2012-04-11, 10:43:10.850	0.802	92.463	25.10	8.20	3088	10.887	01,02,05,07,09,10,12,13,16,17	-0.72	-0.633	B
2012-11-07, 16:35:46.930	13.988	-91.895	24.00	7.40	15219	0.238	/	56631	/	C
2012-12-07, 08:18:23.130	37.890	143.949	31.00	7.30	4012	2.488	18,24	859.1	/	C
2013-01-05, 08:58:19.330	55.393	-134.652	10.00	7.50	9393	1.929	/	269	/	C
2013-04-06, 04:42:35.860	-3.517	138.476	66.00	7.00	5077	0.319	/	19.1	/	C
2012-08-27, 04:37:19.430	12.139	-88.590	28.00	7.30	15522	0.158	/	6.798	/	C
2013-08-30, 16:25:02.300	51.537	-175.230	29.00	7.00	7174	0.126	/	1493	/	C
2012-09-05, 14:42:07.800	10.085	-85.315	35.00	7.60	15831	0.128	/	8.571	/	C
2013-09-24, 11:29:47.970	26.951	65.501	15.00	7.70	3705	3.937	/	1190	/	C
2013-09-25, 16:42:43.170	-15.839	-74.511	40.00	7.10	18755	0.135	/	1755	/	C
2013-10-15, 00:12:32.050	9.880	124.117	19.04	7.10	2914	1.269	/	2147	/	C
2013-10-25, 17:10:19.710	37.156	144.661	35.00	7.10	4067	1.281	/	25.14	/	C
2014-04-18, 14:27:24.920	17.397	-100.972	24.00	7.20	14472	0.099	/	8563	/	C
2014-06-23, 20:53:09.700	51.849	178.735	109.00	7.90	6751	1.723	/	20.36	/	C
2012-03-25, 22:37:06.000	-35.200	-72.217	40.70	7.10	18970	0.065	/	0.611	/	D
2012-04-11, 08:38:36.720	2.327	93.063	20.00	8.60	2907	19.393	02,09	-0.737	/	D
2012-04-12, 07:15:48.500	28.696	-113.104	13.00	7.00	12764	0.066	/	0.524	/	D
2012-08-31, 12:47:33.380	10.811	126.638	28.00	7.60	3036	2.995	12	-0.699	/	D
2012-10-28, 03:04:08.820	52.788	-132.101	14.00	7.80	9710	0.996	/	0.773	/	D
2013-04-19, 03:05:52.650	46.221	150.788	110.00	7.20	4705	0.771	/	/	/	D
2013-07-15, 14:03:39.880	-60.857	-25.070	11.00	7.30	14603	0.147	/	/	/	D
2013-11-17, 09:04:55.530	-60.274	-46.401	10.00	7.70	15630	1.320	07,20,26,35	0.509	/	D
2014-04-12, 20:14:39.300	-11.270	162.148	22.56	7.60	7660	1.062	/	-0.693	/	D

续表

发震时刻	纬度(°)	经度(°)	震源深度(km)	震级(M_w)	震中距(km)	动态应力(kPa)	记录台站*	β 值(7000 s)	β 值(10 h)	触发类型
2014-04-13, 12:36;19.230	-11.463	162.051	39.00	7.40	7663	0.378	/	-0.112	/	D
2014-04-19, 13:28;00.810	-6.755	155.024	43.37	7.50	6732	1.095	16,20,26,31	-0.623	/	D
2014-10-09, 02:14;31.440	24.000	-110.811	16.54	7.00	16718	0.141	/	-0.822	/	D
2014-11-15, 02:31;41.720	1.893	126.522	45.00	7.10	3739	0.771	/	0.218	/	D

注: * 人工识别过程中在远震面波经过时间窗内挑选出区域地震的台站编号。

seismicity around the Fangshan Pluton near Beijing following the 2010 M_w 8.8 Chile earthquake. *Chinese J. Geophys.* (in Chinese), 57 (1): 115-128, doi: 10.6038/cjg20140111.

References

- Brodsky E E, Prejean S G. 2005. New constraints on mechanisms of remotely triggered seismicity at Long Valley Caldera. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 110 (B4): B04302, doi: 10.1029/2004JB003211.
- Brodsky E E, van der Elst N J. 2014. The uses of dynamic earthquake triggering. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 42 (1): 317-339, doi: 10.1146/annurev-earth-060313-054648.
- Chao K, Obara K. 2016. Triggered tectonic tremor in various types of fault systems of Japan following the 2012 M_w 8.6 Sumatra earthquake. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 121(1): 170-187, doi: 10.1002/2015JB012566.
- Dziewonski A M, Chou T A, Woodhouse J H. 1981. Determination of earthquake source parameters from waveform data for studies of global and regional seismicity. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 86(B4): 2825-2852, doi: 10.1029/JB086iB04p02825.
- Ekström G, Nettles M, Dziewoński A M. 2012. The global CMT project 2004—2010: Centroid-moment tensors for 13, 017 earthquakes. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 200-201: 1-9, doi: 10.1016/j.pepi.2012.04.002.
- Freed A M. 2005. Earthquake triggering by static, dynamic, and postseismic stress transfer. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 33(1): 335-367, doi: 10.1146/annurev.earth.33.092203.122505.
- Fu Z, Xu L S, Wang Y Z. 2020. Seismic risk on the Northern Xiaojiang fault implied by the latest and nearest GPS observations. *Pure and Applied Geophysics*, 177(2): 661-679, doi: 10.1007/s00024-019-02347-5.
- Gibbons S J, Ringdal F. 2006. The detection of low magnitude seismic events using array-based waveform correlation. *Geophysical Journal International*, 165(1): 149-166, doi: 10.1111/j.1365-246X.2006.02865.x.
- Gomberg J, Bodin P, Larson K, et al. 2004. Earthquake nucleation by transient deformations caused by the $M=7.9$ Denali, Alaska, earthquake. *Nature*, 427 (6975): 621-624, doi: 10.1038/nature02335.
- Gong X, Chen Q F, Peng Z G, et al. 2014. Remotely triggered seismicity around the Fangshan Pluton near Beijing following the 2010 M_w 8.8 Chile earthquake. *Chinese J. Geophys.* (in Chinese), 57 (1): 115-128, doi: 10.6038/cjg20140111.
- Hill D P, Prejean S G. 2007. Dynamic triggering. // *Treatise on Geophysics. Volume 4: Earthquake Seismology*. Amsterdam: Elsevier, 257-291, doi: 10.1016/b978-044452748-6.00070-5.
- Hill D P, Reasenber P A, Michael A, et al. 1993. Seismicity remotely triggered by the magnitude 7.3 Landers, California, earthquake. *Science*, 260 (5114): 1617-1623, doi: 10.1126/science.260.5114.1617.
- Jia K, Zhou S Y, Zhuang J C, et al. 2014. Possibility of the independence between the 2013 Lushan earthquake and the 2008 Wenchuan earthquake on Longmen Shan fault, Sichuan, China. *Seismological Research Letters*, 85(1): 60-67, doi: 10.1785/0220130115.
- Jia K, Zhou S Y, Zhuang J C, et al. 2018. Did the 2008 M_w 7.9 Wenchuan earthquake trigger the occurrence of the 2017 M_w 6.5 Jiuzhaigou earthquake in Sichuan, China? *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 123 (4): 2965-2983, doi: 10.1002/2017JB015165.
- Jiang T, Peng Z, Wang W, et al. 2010. Remotely triggered seismicity in Continental China following the 2008 M_w 7.9 Wenchuan earthquake. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 100 (5B): 2574-2589, doi: 10.1785/0120090286.
- Johnson C W, Bürgmann R. 2016. Delayed dynamic triggering: Local seismicity leading up to three remote $M \geq 6$ aftershocks of the 11 April 2012 $M_8.6$ Indian Ocean earthquake. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 121 (1): 134-151, doi: 10.1002/2015JB012243.
- Kilb D, Gomberg J, Bodin P. 2002. Aftershock triggering by complete Coulomb stress changes. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 107(B4): ESE 2-1-ESE 2-14, doi: 10.1029/2001jb000202.
- Matthews M V, Reasenber P A. 1988. Statistical methods for investigating quiescence and other temporal seismicity patterns. *Pure and Applied Geophysics*, 126(2-4): 357-372, doi: 10.1007/BF00879003.
- Miyazawa M, Mori J. 2005. Detection of triggered deep low-frequency events from the 2003 Tokachi-oki earthquake. *Geophysical Research Letters*, 32(10): L10307, doi: 10.1029/2005GL022539.
- Obara K. 2012. New detection of tremor triggered in Hokkaido, northern Japan by the 2004 Sumatra-Andaman earthquake.

- Geophysical Research Letters*, 39(20): 2012GL053339, doi: 10.1029/2012GL053339.
- Parsons T. 2005. A hypothesis for delayed dynamic earthquake triggering. *Geophysical Research Letters*, 32(4): L04302, doi: 10.1029/2004GL021811.
- Peng Y J, Zhou S Y, Zhuang J C, et al. 2012. An approach to detect the abnormal seismicity increase in Southwestern China triggered co-seismically by 2004 Sumatra M_w 9.2 earthquake. *Geophysical Journal International*, 189(3): 1734-1740, doi: 10.1111/j.1365-246X.2012.05456.x.
- Peng Z G, Chao K. 2008. Non-volcanic tremor beneath the Central Range in Taiwan triggered by the 2001 M_w 7.8 Kunlun earthquake. *Geophysical Journal International*, 175(2): 825-829, doi: 10.1111/j.1365-246X.2008.03886.x.
- Peng Z G, Vidale J E, Wech A G, et al. 2009. Remote triggering of tremor along the San Andreas Fault in central California. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 114(B7): B00A06, doi: 10.1029/2008JB006049.
- Peng Z G, Wang W J, Chen Q F, et al. 2010. Remotely triggered seismicity in north China following the 2008 M_w 7.9 Wenchuan earthquake. *Earth, Planets and Space*, 62(11): 893-898, doi: 10.5047/eps.2009.03.006.
- Peng Z G, Shelly D R, Ellsworth W L. 2015. Delayed dynamic triggering of deep tremor along the Parkfield-Cholame section of the San Andreas Fault following the 2014 $M_6.0$ South Napa earthquake. *Geophysical Research Letters*, 42(19): 7916-7922, doi: 10.1002/2015GL065277.
- Reasenber P A, Simpson R W. 1992. Response of regional seismicity to the static stress change produced by the Loma Prieta earthquake. *Science*, 255(5052): 1687-1690, doi: 10.1126/science.255.5052.1687.
- Robinson R, Zhou S Y. 2005. Stress interactions within the Tangshan, China, earthquake sequence of 1976. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 95(6): 2501-2505, doi: 10.1785/0120050091.
- Shan B, Xiong X, Wang R J, et al. 2013. Coulomb stress evolution along Xianshuihe - Xiaojiang Fault System since 1713 and its interaction with Wenchuan earthquake, May 12, 2008. *Earth and Planetary Science Letters*, 377: 199-210, doi: 10.1016/j.epsl.2013.06.044.
- Shelly D R, Peng Z G, Hill D P, et al. 2011. Triggered creep as a possible mechanism for delayed dynamic triggering of tremor and earthquakes. *Nature Geoscience*, 4(6): 384-388, doi: 10.1038/ngeo1141.
- Shen J, Wang Y P, Song F M. 2003. Characteristics of the active Xiaojiang fault zone in Yunnan, China: a slip boundary for the southeastward escaping Sichuan-Yunnan Block of the Tibetan Plateau. *Journal of Asian Earth Sciences*, 21(10): 1085-1096, doi: 10.1016/S1367-9120(02)00185-2.
- Velasco AA, Hernandez S, Parsons T, et al. 2008. Global ubiquity of dynamic earthquake triggering. *Nature Geoscience*, 1(6): 375-379, doi: 10.1038/ngeo204.
- Wu C Q, Peng Z G, Wang W J, et al. 2011. Dynamic triggering of shallow earthquakes near Beijing, China. *Geophysical Journal International*, 185(3): 1321-1334, doi: 10.1111/j.1365-246X.2011.05002.x.
- Xie C D, Wu X P, He J B, et al. 2007. Characteristics of far-field-immediate dynamically triggering effect in Yunnan by the $M_{S8.7}$ Indonesia earthquake's surface wave. *Progress in Geophysics* (in Chinese), 22(2): 383-394, doi: 10.3969/j.issn.1004-2903.2007.02.008.
- Yun N D, Zhou S Y, Yang H F, et al. 2019. Automated detection of dynamic earthquake triggering by the high-frequency power integral ratio. *Geophysical Research Letters*, 46(22): 12977-12985, doi: 10.1029/2019GL083913.
- Yun N D, Yang H F, Zhou S Y. 2021. DynTriPy: A python package for detecting dynamic earthquake triggering signals. *Seismological Research Letters*, 92(1): 543-554, doi: 10.1785/0220200216.
- Zhang M. 2015. Earthquake location and detection [Ph. D. thesis] (in Chinese). Hefei: University of Science and Technology of China.
- Zhou S Y, Xu Z H. 2010. Modern Seismology Tutorial (in Chinese). Beijing: Peking University Press.
- Zhou Y J, Zhou S Y, Zhuang J C. 2018. A test on methods for M_c estimation based on earthquake catalog. *Earth and Planetary Physics*, 2: 150-162, doi: 10.26464/epp2018015.

附中文参考文献

- 龚萱, 陈棋福, 彭志刚等. 2014. 2010年智利8.8级地震在北京房山岩体附近的动态触发活动. *地球物理学报*, 57(1): 115-128, doi: 10.6038/cjg20140111.
- 解朝娣, 吴小平, 何家斌等. 2007. $M_{S8.7}$ 印尼地震面波在云南产生的远场动态即刻触发特征. *地球物理学进展*, 22(2): 383-394, doi: 10.3969/j.issn.1004-2903.2007.02.008.
- 张森. 2015. 地震定位和检测 [博士论文]. 合肥: 中国科学技术大学.
- 周仕勇, 许忠淮. 2010. 现代地震学教程. 北京: 北京大学出版社.
- (本文编辑 胡素芳)