

2014年云南鲁甸 M_s 6.5 地震震前地脉动异常*

朱杰

(云南省地震局, 云南 昆明 650224)

摘要: 利用2014年鲁甸 M_s 6.5地震前10天云南数字测震台网昭通、巧家、盐津和东川台的宽频带数字资料, 通过小波阈值去噪、快速傅里叶变换等方法处理数据, 研究震前地脉动的异常变化特征, 并通过相关系数法、单台法等, 确定其异常能量来源方位, 以分辨其真正来源。结果显示: ①鲁甸地震前, 4个台站地脉动异常变化具有一致性, 分为2个阶段, 第一阶段从震前112 h左右开始, 分别持续58~81 h, 0.1~0.14 Hz频段包络线最大值逐渐升高; 第二阶段从震前37 h左右开始, 分别持续30~37 h, 0.1~0.14 Hz频段幅值最大值急剧下降, 下降至某一低值时发生地震, 之后又快速回升。②其低频波前兆异常能量来源方位为震源区, 排除台风扰动。③该地脉动异常变化能量或与震中距有关, 总体呈现出由震源区向四周扩散的趋势。

关键词: 鲁甸地震; 地脉动; 低频波; 前兆异常; 单台法

中图分类号: P315.72

文献标识码: A

文章编号: 1000-0666(2020)01-0064-07

0 引言

地脉动是在风、海浪等自然现象与固体地球表面耦合引发的自然源和交通、爆破等人工源共同作用下产生的一种稳定的非重复性随机波动(朱传镇等, 1997), 其振动幅值一般为几微米到几十微米(许建聪, 2003)。地脉动信号主要由瑞利波构成, 其能量分布集中于3个频率范围: 0.03~0.1 Hz的第一类地脉动(单频信号, SF), 0.1~0.15 Hz的长周期第二类地脉动(长周期倍频信号, LPDF)以及0.17~0.25 Hz的短周期第二类地脉动(短周期倍频信号, SPDF)(Lee, 1935)。

宽频带地震仪除了可记录地震事件外, 还能时刻记录无地震时的地脉动信号。高广运等(2000)、简文彬等(2002)、许建聪和简文彬(2003)、许建聪等(2004)、黄蕾等(2009)、李平等(2013)以及林国良等(2019)利用地脉动测定场地卓越周期, 进而把地脉动信号分析应用于震害分析、场地评价、场地类别划分等。另一部分学者则主要研究了大震前地脉动低频异常变化的特性, 胡小刚和郝晓光(2008)、杨立明等(2009)、董蕾和杨立明(2012)研究发现汶川地震前, 四川数字测震台网多个台站宽频带地震仪

记录到的地脉动低频0.1~0.3 Hz段出现傅里叶谱幅值异常增大, 并认为可能是低频波前兆异常; 王梅德等(2014)研究了不同时空范围内3次 M_s 7.0以上地震, 也发现类似低频异常现象。

大洋上台风的扰动也会对地脉动低频段产生影响, 夏英杰等(2011)运用单台法研究汶川地震前地脉动能量来源方位, 认为其低频异常是由同时段太平洋上威马逊台风引起的; 陈易平等(2017)和程威等(2018)研究了2001年昆仑山大地震, 也认为其震前低频异常可能来源于台风扰动; 胡小刚和郝晓光(2009)通过分析地脉动振幅变化与台风强度和路径的关系, 认为汶川地震和昆仑山地震震前扰动可能与台风事件有关。为了进一步区分大震前地脉动低频异常的起因, 尹亮等(2014, 2016)研究了台风扰动和低频波前兆信息的频带区别, 认为低频波前兆异常的可能频带范围是0.1~0.14 Hz, 而强台风对地脉动的扰动频率范围是0.15~0.3 Hz; 王梅德等(2015)分析了河南及邻区宽频带地震仪记录的大震前地脉动信号, 也得出了类似的结果。

通过前人的研究可以知道, 中强地震发生前地脉动低频段会出现一定的异常现象, 而引起这一异常变化的因素较为复杂。本文利用云南数字测震台网昭通、巧家、盐津和东川台的宽频带数

* 收稿日期: 2019-02-12.

字记录, 对 2014 年 8 月 3 日云南鲁甸地震前 10 天左右的地脉动信号进行分析, 研究其在震前低频段是否存在异常, 并进一步研究其能量来源。

1 宽频带数字资料分析处理

本文选取昭通台、巧家台、盐津台和东川台这 4 个距离鲁甸地震震中最近的台站的宽频带数字资料进行研究, 各台相对震中位置如图 1 所示。其中, 各台采用的地震仪如下: 昭通台为 CTS-1 型, 周期为 120 s; 巧家台为 BBVS-60 型, 周期为 60 s; 盐津台为 KS-2000M-60 型, 周期为 60 s; 东川台为 KS-2000M-120 型, 周期为 120 s。各台仪器的采样率均为 100 SPS, 奈奎斯特频率为 50 Hz。分别选取 2014 年 7 月 25 日 0 时至 8 月 4 日 23 时 4 个台站的宽频带数字记录, 以小时为时间间隔, 去均值、扣除仪器响应。由于地脉动频率较低, 实际观测资料中含有大量的高频干扰, 所以需要资料进行滤波降噪处理, 本文采用小波分析滤除各台记录资料中的高频成分, 保留并加强低频部分。采用 Daubechies 小波函数族中的 DB4 小波, 分解重构层数为 8 层, 每一层均强制剔除高

频部分, 最后用每一层的低频部分重构得到处理后的地脉动信号, 取 2014 年 7 月 27 日 14 时的盐津台垂直向数据为例分析, 如图 2 所示。

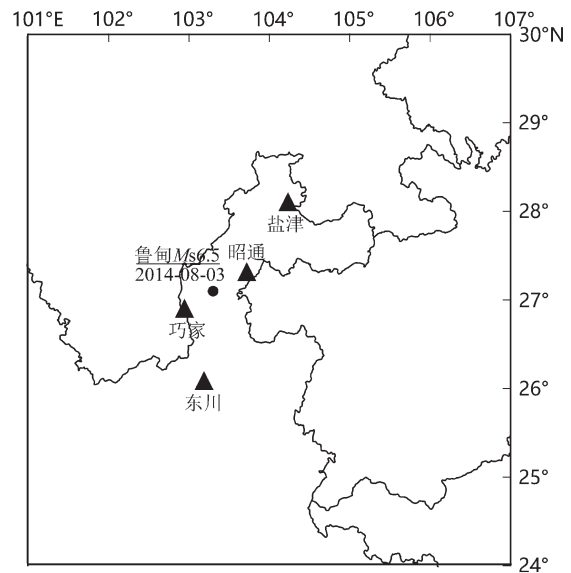


图 1 2014 年鲁甸 $M_s6.5$ 地震震中及台站位置图
Fig. 1 The map of the location of epicenter of Ludian $M_s6.5$ earthquake in 2014 and stations

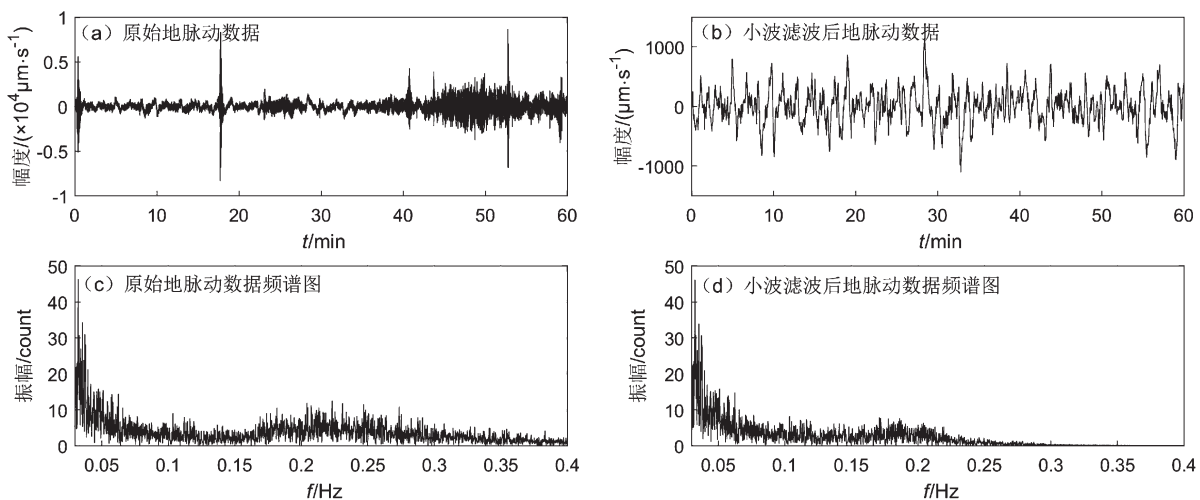


图 2 原始信号与小波滤波后信号对比

Fig. 2 Comparison of the original signal with the signal after wavelet filtering

由图 2 可见, 小波滤波后高频部分基本滤除, 而信号的低频部分得以加强, 细节处更明显, 为后续分析提供了较可靠、清晰的数据资料。

1.2 宽频带数字资料分析

2014 年 8 月 3 日 16 时 30 分云南鲁甸发生

$M_s6.5$ 地震, 取 2014 年 7 月 29 日 0 时至 8 月 2 日 23 时震中附近昭通、巧家、盐津和东川 4 个台站的垂直向数据做能量谱密度时频图分析, 如图 3 所示。

由图 3 可见, 除盐津台在 0.05 ~ 0.1 Hz 段有明显的低频干扰外, 其余 3 个台站的优势能量频率

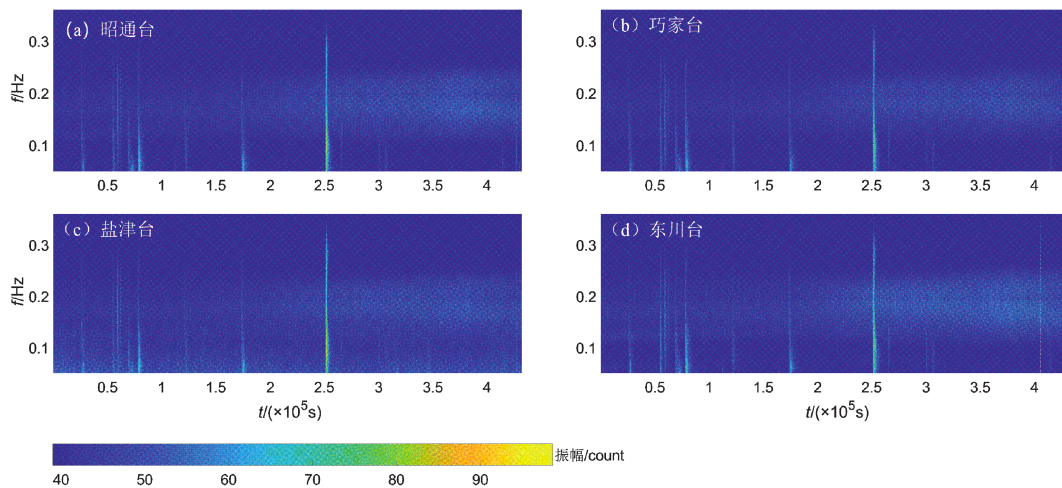


图3 各地震台数据能量谱密度时频图

Fig. 3 Time - Frequency diagram of energy spectrum density for each station

清晰可见,其频率段主要为0.1~0.25 Hz;7月29日0时至7月30日14时,0.1~0.15 Hz段和0.15~0.25 Hz段有分界带,这与Lee (1935)研究结论相符合,从图中可以看出长周期第二类地脉动以及短周期第二类地脉动。从7月30日2~10时开始,各台0.1~0.25 Hz频率段能量持续增大,至7月31日21时发生安达曼群岛6.0级地震,但

能量不受影响一直持续增大,出现低频异常。为了进一步研究该异常特征,笔者选取2014年7月25日0时至8月4日23时各台的垂直向数据,去除地震干扰,以小时为区间做快速傅里叶变换,并选取低频波前兆异常的可能频带0.1~0.14 Hz (尹亮等,2014,2016)段数据,取每段数据包络线最大值做时序图(图4)。

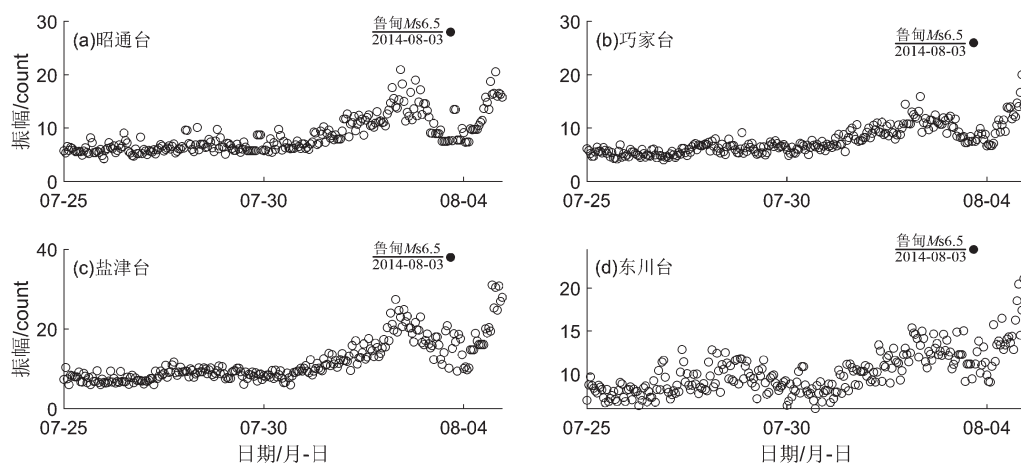


图4 各地震台振幅最大值时序图

Fig. 4 Time series diagram of maximum amplitude for each station

由图4可知,在鲁甸地震发生前,低频地脉动异常可分为2个阶段:第一阶段从震前4.5天(112 h)左右开始,地脉动0.1~0.14 Hz段幅值开始持续增大,一直持续到震前约1.5天(37 h),各台振幅由平静时的4~7 count,最大增大到15~27 count;第二阶段从振幅最大值、约震前1.5天开始,0.1~0.14 Hz段幅值急剧下降,下降到某

一低值附近发生地震。4个台站低频地脉动异常变化具有一致性,其中,昭通、巧家、盐津台变化趋势较为集中,东川台变化趋势相对离散。由于震后有较多余震,地脉动幅值快速回升,并一直维持在相对较高的水平。后续分析显示震后一周内,地脉动噪声水平才逐渐恢复到先前平静时水平。各台地脉动低频异常变化具体如表1所示。

表 1 各台地脉动低频异常变化

Tab. 1 Low – frequency anomalous variation of microtremors for each station

台站	震中距/km	第一阶段			第二阶段		
		开始时刻	持续时间/h	增幅变化	开始时刻	持续时间/h	降幅变化
昭通	48.2	7 月 30 日 1 时	81	272.62%	8 月 2 日 10 时	30	63.46%
巧家	41.2	7 月 30 日 0 时	80	225.90%	8 月 2 日 8 时	32	52.81%
盐津	114.9	7 月 30 日 12 时	67	323.20%	8 月 2 日 7 时	33	63.06%
东川	152.6	7 月 30 日 17 时	58	156.68%	8 月 2 日 3 时	37	38.59%

由表 1 可看出，第一阶段震中距较近的昭通、巧家台地脉动低频异常开始时刻早于震中距较远的盐津、东川台，同时持续时间也较长，震中距最远的东川台开始时刻最晚，持续时间也最短；第二阶段震中距较远的东川台地脉动低频异常开始时刻最早，各台持续时间大体相差无几，远台持续时间相对稍长。第一阶段昭通、巧家台地脉动异常增幅大体一致，盐津台受 0.05 ~ 0.1 Hz 段干扰影响，增幅最大，震中距最远的东川台增幅最小；第二阶段震中距最远的东川台地脉动异常降幅最小，其余各台降幅大体相当，其中震中距最近的巧家台，降幅稍小于昭通和盐津台。综合分析可以发现，震前地脉动低频异常可能是由一个从震中附近位置向四周扩散的能量引起，震中距越近，地脉动低频异常变化受该能量控制越强。

2 低频异常变化能量来源分析

云南地区的地脉动噪声源可能同时受到印度洋和北太平洋的影响（王伟涛等，2011），2014 年 7 月 30 日至 8 月 11 日，太平洋上主要生成了强热带风暴娜基莉（Nakri）和超强台风夏浪（Halong），这 2 个台风虽然未登陆中国大陆，且距离云南地区 2 780 ~ 3 100 km，但是强台风通过驻波理论仍然可以影响中国内陆深处的地脉动变化（胡小刚，郝晓光，2009），所以需要 对鲁甸地震前的地脉动低频异常能量源做分析，分析其是来源于台风还是震源区。

2.1 相关系数分析

通过前文对鲁甸地震前地脉动低频异常的分析发现，异常变化可能是受到来自震中位置附近能量的控制，接下来笔者通过相关系数法分析其能量来源。取 7 月 30 日 0 时至 8 月 3 日 15 时震中距为 655.4 km 的孟连台的地脉动资料，与昭通、

巧家、盐津和东川台同时段资料做互相关，如果这一时段云南地区的地脉动异常变化能量是来源于台风，那么由于台风中心距云南地区较远，几个台站可以看做在一点位置，则各台间的相关系数应该在一个量级；如果这一时段地脉动异常变化能量是来源于震源区，那么震中附近的几个台站两两相关系数应该高于各台与孟连台的相关系数。具体分析见表 2。

表 2 各台地脉动异常变化相关系数

Tab. 2 Correlation coefficient of microtremors for each station

台站	两台站间距/km	相关系数
昭通 – 巧家	92.5	0.139 796
昭通 – 盐津	93.6	–0.066 957
昭通 – 东川	158.1	–0.028 887
巧家 – 盐津	184.9	–0.044 682
巧家 – 东川	94.4	0.058 607
盐津 – 东川	247.8	–0.042 425
昭通 – 孟连	702.2	0.000 041
巧家 – 孟连	612.1	0.000 414
盐津 – 孟连	795.4	0.006 974
东川 – 孟连	555.3	–0.001 235

由表 2 可以看出，昭通、巧家、盐津和东川台两两相关系数量级为 $10^{-2} \sim 10^{-1}$ ，其中震中距最近的昭通和巧家台异常波形相关系数最高，为 0.139 796，其余各台两两相关系数量级在 10^{-2} ，而震中附近 4 个台站与震中距较远的孟连台两两相关系数量级为 $10^{-3} \sim 10^{-5}$ ，并且昭通和巧家台与孟连台的相关系数最低，分别为 10^{-4} 和 10^{-5} 。因此，各台异常变化的能量源应该是在近场区，位于昭通、巧家、盐津和东川台附近，并且距离昭通和巧家台最近。

2.2 单台法分析

目前确定地脉动信号源的方法有：聚束技术

(Beamforming method)、振幅法、单台法 (Polarization method) 等。对于台站较少、分布稀疏的情况, 单台法具有很好的适用性。单台法的原理是通过对单个台站 2 个正交的水平分量进行旋转, 寻找振幅最大的方向, 从而确定信号的能量来源方向。由于地脉动信号主要是由瑞利波组成, 水平分量的能量最强, 这就保证了单台法的实用性。

地脉动出现峰值时的信号长度为 $T_0 - T_1$, 由快速傅里叶变换 FFT 得到 NS 向和 EW 向振幅序列, 然后分别在 $f_1 \sim f_2$ 频率范围求和, 得到振幅和值:

$$N = \sum_{f_1}^{f_2} \int_{T_0}^{T_1} u_n e^{i2\pi ft} dt$$

$$E = \sum_{f_1}^{f_2} \int_{T_0}^{T_1} u_e e^{i2\pi ft} dt$$
(1)

式中: N 和 E 分别为 NS 和 EW 向振幅序列和值;

u_n 为 NS 向信号; u_e 为 EW 向信号; $e^{i2\pi ft}$ 为 FFT 的一个基本信号, f 是频率, t 是时间, 其中 $2\pi f = \omega$, ω 为角频率。

设震源的方位角为 φ , 则 N 和 E 沿该方位角方向的矢量和为:

$$I = |N \cos \varphi + E \sin \varphi|^2$$
(2)

当 I 取最大值时的 φ 所对应的角度即为地脉动源相对于台站的方位角。

依据上述原理, 可以分别估算出地脉动低频异常变化的源区相对于各台站的方位角。因为瑞利波主要沿大圆路径传播, 所以不同台站确定出最大扰动能量来源方位沿着大圆路径的交汇处便是其源区 (程威等, 2018)。取各台 2014 年 7 月 29 日 0 时至 8 月 2 日 23 时出现低频异常变化时间段的数据, 分别以小时为间隔, 求出 0.1 ~ 0.14 Hz 各台低频异常能量来源, 如图 5 所示。

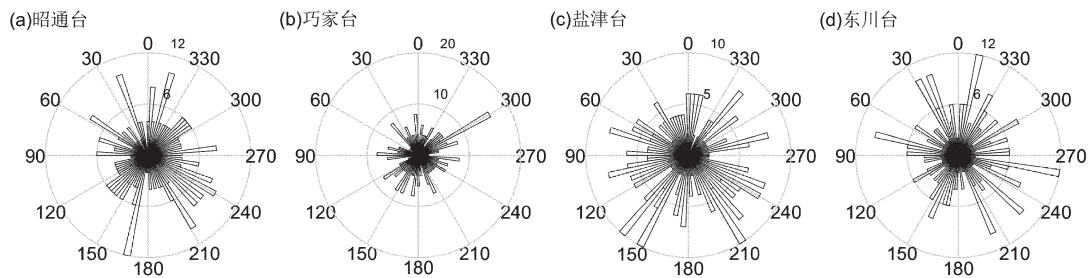


图 5 各台低频异常能量方位 ($^{\circ}$)

Fig. 5 Low-frequency anomalous energy azimuth for each station ($^{\circ}$)

由图 5 可以看出, 昭通台、巧家台最大扰动能量来源方位相对清晰集中, 指向性强, 易于直观辨认; 盐津台、东川台最大扰动能量来源方位较为分散, 最大扰动幅值与一般干扰幅值相差不大。各台低频异常能量来源情况如下: 昭通台主要在方位角 $171^{\circ} \sim 175^{\circ}$, 位于台站西偏南 71° ; 巧家台主要在方位角 $298^{\circ} \sim 302^{\circ}$, 位于台站东偏北 30° ; 盐津台主要在方位角 $136^{\circ} \sim 150^{\circ}$ 、 $196^{\circ} \sim 210^{\circ}$, 位于台站西偏南 46° 、东偏南 60° ; 东川台主要在方位角 $256^{\circ} \sim 260^{\circ}$ 、 $346^{\circ} \sim 350^{\circ}$, 位于台站东偏南 10° 、东偏北 80° 。

由以上分析可以看出, 昭通台西偏南 71° 、巧家台东偏北 30° 、盐津台西偏南 46° 、东川台东偏北 80° , 大致相交于鲁甸地震震源区; 而盐津台东偏南 60° 、东川台东偏南 10° 大致相交于南太平洋某区域, 可能与同时时间段的超强台风夏浪

(Halong) 有关。从以上分析可看出, 震中距较近的台站能量来源较为清晰, 指向性较单一, 震中距较远的台站能量来源较复杂, 指向较为分散。

2.3 单台法可靠性分析

单台法假定地脉动信号主要是瑞利面波, 当来自某个方向的地脉动信号比背景信号强很多时, 可以观测到瑞利面波独有的竖向和径向 90° 相位差。因此通过分析地脉动信号的竖向和径向相位差, 可以评估单台法定位结果的可靠性。

选取源的方位角 φ 为 173° , 取 2014 年 8 月 1 日昭通台地脉动低频异常时间段的数据计算竖向和径向的相位差 $\varphi_H - \varphi_Z$ 。图 6 为 0.1 ~ 0.14 Hz 段统计结果, 昭通台的相位差主要集中在 $260^{\circ} \sim 270^{\circ}$, 信号存在明显的瑞利波面波特征, 说明单台法定位结果具有可靠性。

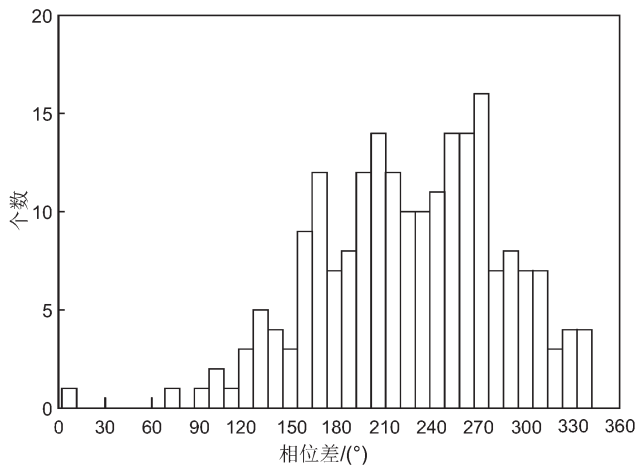


图6 昭通台地脉动竖向与径向相位差统计

Fig. 6 Statistical analysis of vertical and horizontal phase differences of microtremors for the Zhaotong station

3 结论

本文利用2014年8月3日鲁甸 $M_s6.5$ 地震前10天云南数字测震台网昭通、巧家、盐津和东川台的宽频带数字资料,采用相关系数法、单台法等,研究了震前区域地脉动低频异常现象及其能量来源,得到以下结论:

(1) 鲁甸地震前,震中附近昭通台、巧家台、盐津台和东川台出现低频地脉动前兆异常,4个台站低频异常具有一致性。

(2) 各台异常主要分为2个阶段:第一阶段为震前112 h左右,0.1~0.14 Hz频段包络线最大值逐渐升高,第二阶段为震前37 h左右,包络线最大值急剧下降,下降至某一低值时发生地震,之后又快速回升。

(3) 各台低频异常第一阶段持续时间在58~81 h,第二阶段持续时间在30~37 h,第一阶段最大幅值约为平静时4.2倍。

(4) 震中附近各台地脉动异常变化相关系数量级大于同时段远台波形相关系数,同时单台法显示各台地脉动异常变化能量来源相交于震源位置附近,所以可以认为该震前地脉动低频异常为震源区引起,排除台风干扰。

(5) 该异常变化能量或与震中距有关,震中距较近的台站受该能量控制较强,异常变化第一

阶段持续时间长,能量来源指向性强,且总体呈现为由震源区向四周扩散的趋势。

参考文献:

- 陈易平,倪四道,夏英杰. 2017. 2001年11月14日昆仑山大地震的震前扰动信号源定位与分析[J]. 地球物理学进展, 32(2): 451-459.
- 程威,胡小刚,郝晓光. 2018. 2001年11月14日昆仑山大地震震前扰动信号的再研究[J]. 地球物理学报, 61(4): 1298-1306.
- 董蕾,杨立明. 2012. 汶川地震前数字地震仪位移地脉动低频异常现象研究[J]. 西北地震学报, 34(3): 268-273.
- 高广运,吴世明,周健,等. 2000. 场地卓越周期的讨论与测定[J]. 工程勘察, (5): 29-31.
- 胡小刚,郝晓光. 2008. 汶川大地震宽频带地震仪短临异常及成因初探[J]. 地球物理学报, 51(6): 1726-1737.
- 胡小刚,郝晓光. 2009. 强台风对汶川大地震和昆仑山大地震“震前扰动”影响的分析[J]. 地球物理学报, 52(5): 1363-1375.
- 黄蕾,方云,严绍军,等. 2009. 地脉动测试测定场地的卓越周期[J]. 水利与建筑工程学报, 7(1): 122-137.
- 简文彬,李哲生,黄真萍,等. 2002. 福建沿海地区地微动的谱结构特征[J]. 工程地质学报, 10(2): 216-219.
- 李平,薄景山,孙有为,等. 2013. 安宁河及邛海周边地区地脉动特征分析[J]. 地震研究, 36(1): 81-85.
- 林国良,张潜,崔建文,等. 2019. 利用地脉动 HVSr 研究 2014 年鲁甸 6.5 级地震场地效应[J]. 地震研究, 42(4): 531-537.
- 王梅德,韩艳杰,郭祥云,等. 2014. 地脉动在大震前的异常变化研究[J]. 地震研究, 37(1): 73-78.
- 王梅德,于仁宝,张翠竹. 2015. 河南及邻区宽频带地震仪大震前地脉动信号分析[J]. 地震地磁观测与研究, 36(3): 90-97.
- 王伟涛,倪四道,王宝善. 2011. 云南地区地脉动噪声特征分析研究[J]. 地震, 31(4): 58-67.
- 夏英杰,倪四道,曾祥方. 2011. 汶川地震前地脉动信号的单台法研究[J]. 地球物理学报, 54(10): 2590-2596.
- 许建聪,简文彬,尚岳全,等. 2004. 地脉动在福州市区地基土层场地评价中的应用[J]. 岩石力学与工程学报, 23(17): 3014-3020.
- 许建聪,简文彬. 2003. 地脉动在泉州市区地基土层场地评价中的应用[J]. 长安大学学报(地球科学版), 25(1): 47-51.
- 许建聪. 2003. 地脉动频谱结构与场地土动力响应研究[D]. 福州: 福州大学.
- 杨立明,王建军,冯建刚,等. 2009. 汶川地震前地脉动低频波动现象及其应用的初步研究[J]. 中国地震, 25(4): 356-366.
- 尹亮,杨立明,庞成. 2014. 地脉动记录中台风扰动和低频波前兆信息的频带区别研究[J]. 地震研究, 37(1): 66-72.
- 尹亮,尹志文,王必显,等. 2016. 用高台宽频带数字资料研究气流扰动对地脉动的干扰影响[J]. 地震工程学报, 38(2): 183-189.
- 朱传镇,房明山,安镇文,等. 1997. 脉动与地震关系的初步探讨[J]. 地球物理学报, 40(1): 20-32.
- Lee A W. 1935. On the direction of approach of microseismic waves[J]. Proceedings of the Royal Society A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences, 149(1): 183-199.

Anomalies of Microtremors Before the Yunnan Ludian $M_s6.5$ Earthquake in 2014

ZHU jie

(Yunnan Earthquake Agency, Kunming 650224, Yunnan, China)

Abstract

Using the broadband digital data of the Yunnan digital seismic network Zhaotong, Qiaojia, Yanjin and Dongchuan stations about 10 days before the Ludian $M_s6.5$ earthquake occurred on August 3, 2014, this paper deals with the data by means of wavelet threshold denoising and fast Fourier transform, and studies the anomalous variation characteristics of the recorded microtremors before earthquakes, and also determines their anomalies by means of correlation coefficient method and polarization method. The variation of energy source orientation is used to distinguish the difference between the anomalous variation and the typhoon disturbance. The results show that: ①The anomalous variation of microtremors at the four stations before the Ludian earthquake is consistent, and can be divided into two stages. The first stage begins about 112 hours before the earthquake, lasts 58 hours to 81 hours, and the maximum envelope value in the frequency band of 0.1 ~ 0.14 Hz gradually increases; the second stage starts about 37 hours before the earthquake, lasts 30 hours to 37 hours, and the maximum value in the frequency band of 0.1 ~ 0.14 Hz decreases sharply. Earthquakes occur when they fall to a low value and then rise rapidly. ②The energy source orientation of low – frequency wave precursor anomaly is the focal area, which eliminates typhoon disturbance. ③The anomalous variation energy is related to the epicenter distance, and generally shows a trend of spreading from the focal area to the surrounding area.

Keywords: the Ludian earthquake; microtremors; low – frequency wave; precursor anomaly; polarization method