

吴朋、苏金蓉、黄春梅等,2017,四川宜宾地区 S 波分裂特征,中国地震,33(3),414~423。

## 四川宜宾地区 S 波分裂特征

吴朋<sup>1)</sup> 苏金蓉<sup>1)</sup> 黄春梅<sup>1)</sup> 黄东剑<sup>2)</sup> 段云歌<sup>1)</sup>

1) 四川省地震局,成都市人民南路三段 29 号 610041

2) 四川省宜宾市防震减灾局,四川宜宾 644000

**摘要** 本文采用纵横比与偏振分析相结合的方法测定了 2013 年 4 月 25 日~2015 年 12 月 31 日四川宜宾地区 10 个台站 S 波分裂参数,即快波偏振方向和慢波延迟时间。结果表明,华蓥山断裂两侧台站呈现不同的快波偏振优势方向,断裂带以西的台站偏振优势方向为 NW 向,与区域应力场方向一致;位于断裂带以东的台站优势偏振方向为 NE 向,与断裂走向一致。在地震密集分布区域内的 CNI 台的优势偏振方向为 NE 向,与台站附近的断裂带走向基本一致。研究区域南段的 3 个台站(JLI、YAJ、XWE)优势偏振方向近 NS 向。各个台站平均慢波延迟时间在 3.07~11.95ms/km 范围内,慢波延迟时间最大的台站是 CNI 台,距离 2013 年 4 月 25 日 06 时 10 分  $M_L$  5.2 地震震中位置最近,这反映出震源区地震波各向异性程度较强。CNI 台站的慢波延迟时间显示,在 2015 年 2 月 7 日  $M_L$  4.8 地震前观测到慢波延迟时间有明显的上升趋势。

**关键词:** S 波分裂 快波偏振方向 慢波延迟时间 地震波各向异性

[文章编号] 1001-4683(2017)03-0414-10 [中图分类号] P315 [文献标识码] A

## 0 引言

地壳介质中存在的大量充满液体的微裂隙会在应力作用下呈定向排列,这是地壳介质呈各向异性的主要原因。当 S 波穿过各向异性介质时,会分裂为速度不同、质点振动方向相互垂直的快、慢 S 波(Crampin, 1978; Crampin et al, 1985; 高原等, 1996; 吴晶等, 2007; 太龄雪等, 2009; 刘莎等, 2014)。快波偏振优势方向与微裂隙的排列方向一致,即与原地主压应力方向一致;慢波到时受到介质中裂隙的物理特性和流体特性的变化影响,对地壳应力变化敏感(Crampin, 1981; Booth et al, 1990; 刘莎等, 2015);因此利用 S 分裂方法可以直观地监测地壳应力的变化。研究表明,位于活动断裂带上台站快波偏振优势方向在断裂活动期间往往与该断裂带走向一致(Gao et al, 2003; 吴晶等, 2007; 石玉涛等, 2013; 常利军等, 2015),复杂的地质构造可能造成多个优势快波偏振方向(吴晶等, 2007; 张永久等, 2008; 石玉涛等, 2013)。

研究表明,由于受盐矿产区进行的注水-抽水影响,四川长宁地区自 2006 年以来地震活动突然大幅度增加(阮祥等, 2008)。本文选自 2000 年四川地震台网有数字记录以来至

[收稿日期] 2016-07-19; [修订日期] 2017-09-06

[项目类别] 地震科技星火计划项目(XH17029Y)和测震台网青年骨干培养专项(20160522)联合资助

[作者简介] 吴朋,男,1983 年生,工程师,主要从事数字地震学方面的研究。E-mail:wupeng\_789@126.com

苏金蓉,通讯作者,女,1971 年生,高级工程师,主要从事数字地震波分析方面的研究。E-mail:sujr0816@163.com

2015 年 12 月 31 日的长宁地区  $M_L \geq 3.0$  的地震,其地震活动分析如图 1 所示。从图 1 可以看出,2006 年起长宁地区 3 级以上地震频次开始明显增加,其中  $M_L 4.0 \sim 4.9$  有 27 次, $M_L 5.0 \sim 5.9$  有 1 次,2013 年 4 月 25 日  $M_L 5.2$  地震是该区域有记录以来最大地震。对该区地壳应力场的研究是了解其地震活动增强的重要方面,基于剪切波分裂获取研究区域中上地壳各向异性是直观方法之一(Crampin, 1985; 吴晶等, 2010)。

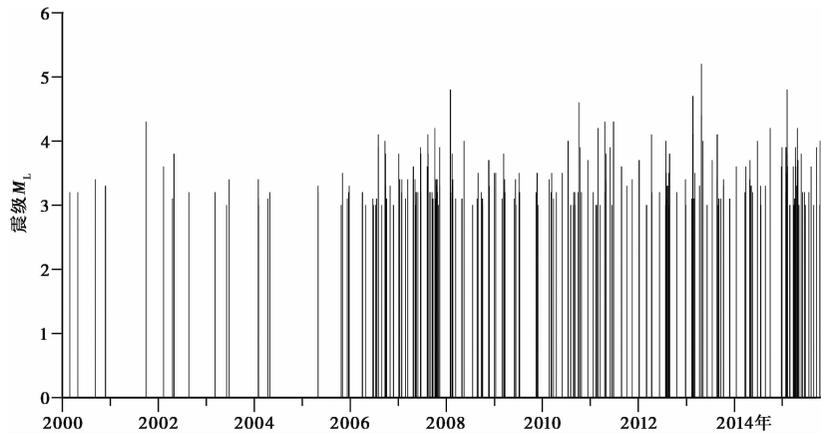


图 1 2000~2015 年长宁地区 3 级以上地震  $M-t$  图

本文利用宜宾地区数字地震台站以及周边区域台站在 2013 年 4 月 25 日~2015 年 12 月 31 日记录到的地震波形资料,测定 S 波分裂参数,并分析随时间和空间的变化特征,尤其是在 2 次  $M_s \geq 4.0$  地震前后的变化,从而对震源区地壳应力在地震前后的变化特征进行讨论。

2013 年 4 月 25 日  $M_L 5.2$  地震位于四川盆地东南缘的长宁县双河镇,邻近华蓥山断裂带东侧,构造上为长宁背斜西段的核部附近。长宁北背斜为复式背斜,主轴总体走向 NW-SE,西段转为近 EW,北西翼陡,倾角约  $40^\circ \sim 60^\circ$ ,南东翼缓,倾角约  $17^\circ \sim 32^\circ$ 。该背斜构造发育有诸多规模不大的断层,主要断裂往往与褶皱伴生,多呈高角度逆断性质。地震密集分区处的地表断裂比较集中,主要有大地湾断层、瓦房头断层和大佛崖断层等,均呈逆断性质(图 2)。大地湾断层总体呈 NEE 走向,地表见其发育于古生界之中,倾向 NW,倾角  $79^\circ$ ,被 NW 向大佛崖断层横切;瓦房头断层走向为 NEE 向,倾向 SE,倾角近于直立;大佛崖断层则为 NW 走向,倾向 NE,倾角约  $60^\circ$ 。

## 1 资料及分析方法

本文采用了研究区 11 个数字台站((CNI、GXA、XWE、PSA、GYN、JAN、ZDU、NXI、JLI、HWS、YAJ)在 2013 年 4 月 25 日~2015 年 12 月 31 日记录到的地震数据。这些台站均采用 3 分量地震计,采样率为 100 采样点/秒。

S 波入射到地表时,如果入射角大于临界角就会发生全反射现象。用在 S 波分裂分析的地震波形记录要求在 S 波窗内。理论上,对于泊松介质(泊松比为 0.25),S 波的入射窗口约为  $35^\circ$ (Booth et al, 1985)。由于低速沉积盆地的存在以及入射到地表时波前是曲面,这样使得“S 波窗”可能扩大。根据四川盆地速度结构特征(赵珠等, 1987),四川盆地地壳分层厚

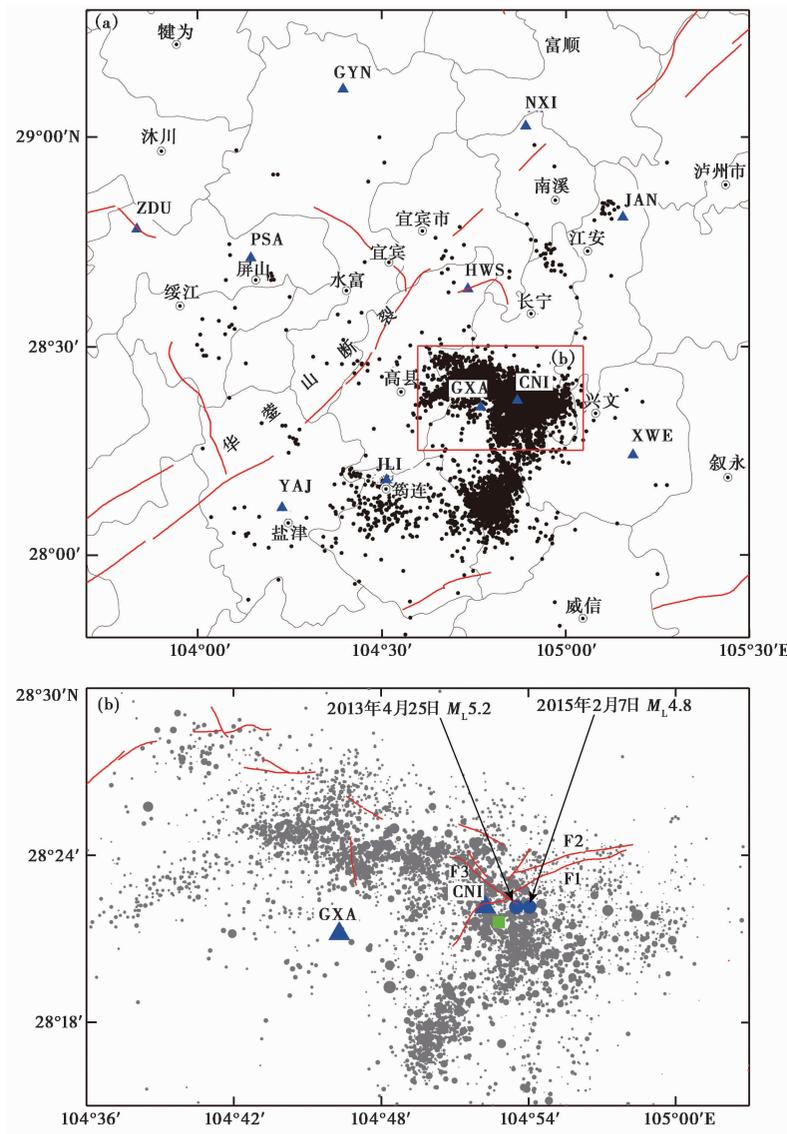


图 2 研究区主要断裂、地震及地震台站分布图

蓝色三角及代码为台站及代码,圆点表示 2013 年 4 月 25 日~2015 年 12 月 31 日地震位置,绿色正方形表示注水井位置  
F1:大地湾断层;F2:瓦房头断层;F3:大佛崖断层。下面的图是上面图中矩形框的放大

度依次为 1.48、16.28、22.33、12.71、1.95km,对应 P 波速度分别为 5.81、5.82、6.47、8.21、8.62 km/s。假设一个地震的震源深度为 5km,震中距为 5km,按照单层均匀模型简单计算得出 S 波入射角为 37.8°,但是按照分层模型计算地表入射角为 45.0°,实际工作中选用 S 波入射角  $\leq 45^\circ$  的波形资料进行分析。

本文采用纵横比法测定快波偏振方向,再用偏振法测定慢波到时。具体步骤为:

- (1) 挑选 S 波到时清晰可靠的地震波形事件数据,重新拾取 S 波到时。
- (2) 选取 S 波到时前 20 个采样点和到时后 15 个采样点的波形数据,给出这段波形的质

点运动轨迹(一般取 S 波到时后 15 个采样点,根据实际需要增减采样点个数),从轨迹图中挑选出快 S 波质点振动为线性或近于线性(图 3)的数据;根据纵横比法计算出快波偏振方向,利用偏振图法来检验利用纵横比法计算出的快波偏振方向。

(3)将 2 个水平分量的地震图旋转 to 快波偏振方向和慢波方向,可看到 2 个不同到时的 S 波震相,便可以从地震图上测定慢波延迟时间(图 3)。

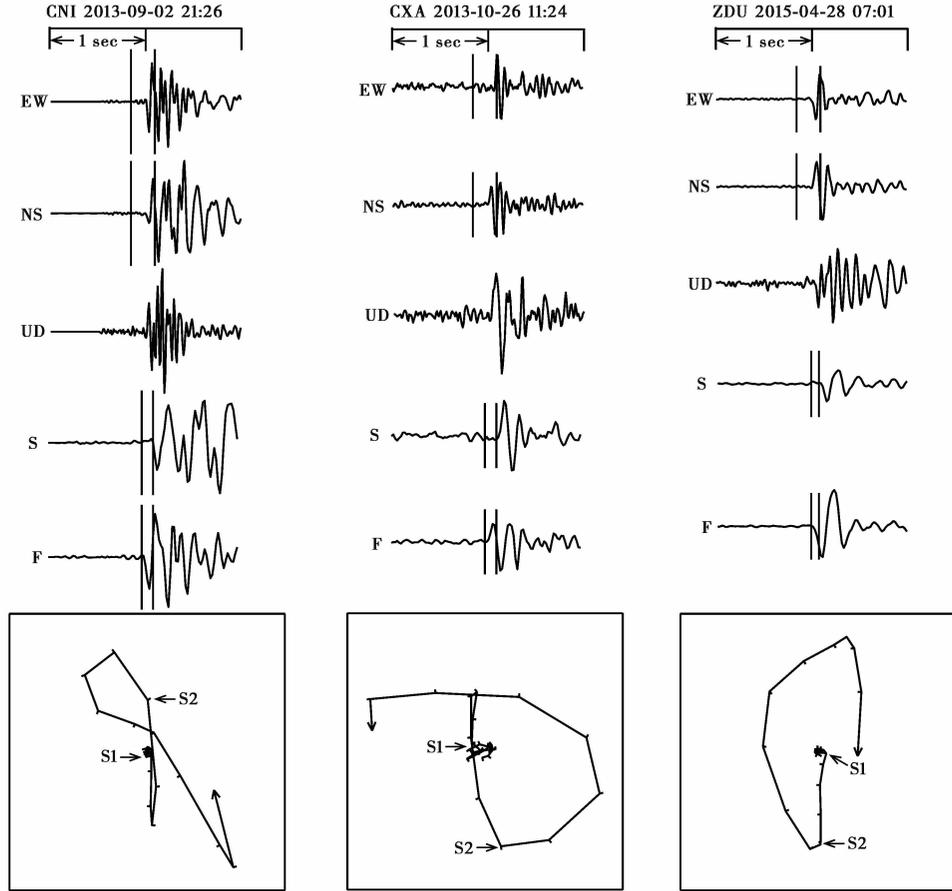


图 3 S 波分裂分析示例

CNI 台站记录的地震震源深度为 3.0km、震级  $M_L$ 0.9、震中距 0.6km;相应的, GXA 为 3km、 $M_L$ 1.1、6.0km;ZDU 为 7.0km、 $M_L$  2.3、14km。EW、NS、UD 为 3 分量地震仪记录到的地震图的 EW 向、SN 向、垂直向,2 根竖线间的波形用来做质点偏振图;快(F)、慢(S)S 波波波形图,两根竖线位置依次为慢、快 S 波到时;矩形框中是旋转到快波偏振方向后的质点振动图,S1 标记快 S 波到时,S2 标记慢 S 波到时,质点振动图中两个短线间表示 0.01s

## 2 结果及讨论

本文采用纵横比与偏振分析法相结合测定了研究区域内 11 个台站 S 波分裂参数,其中有 10 个台站得到结果。表 1 给出了这 10 个台站的 S 波分裂参数,测定结果中有效记录 5 条的以上共计 8 个台站,其中 CNI、GXA 这 2 个台站 S 波分裂结果在 150 条以上,CNI 台得到 S 波分裂结果最长达 188 条。

表 1 10 个台站 S 波分裂结果

台站 序次	台站 代码	有效 记录条数	优势偏振方向 /(°)	快波偏振方向标准差 /(°)	慢波延迟时间平均值 /ms·km <sup>-1</sup>	慢波延迟时间标准差 /ms·km <sup>-1</sup>
1	CNI	184	65	16.5	11.95	6.62
		4	135	4.0	—	—
2	GXA	153	—	—	5.96	4.12
3	GYN	1	53	—	—	—
4	HWS	17	65	10.5	3.62	2.60
5	JAN	17	45	12.6	4.57	3.77
6	JLI	5	156	3.0	3.61	1.21
		7	25	12.0	—	—
7	PSA	13	108	9.0	3.07	1.51
		7	50	7.0	—	—
8	XWE	13	28	15.0	3.34	2.41
		4	163	5.0	—	—
9	YAJ	2	4	4.0	—	—
10	ZDU	7	131	20.0	3.53	1.16

10 个台站快波偏振方向及位于台站“S 波窗口”内地震方位分布见图 4。其中有 9 个台站呈现出了明显优势方向,仅 GXA 台没有表现出明显的优势方向。结果表明,该区域台站快波优势偏振主要呈 3 个方向:NE、NW 以及 NS。位于研究区南端的 JLI、YAJ、XWE 等 3 个台站的优势偏振方向主要为 NS;ZDU 台的优势偏振方向为 NW;HWS、JAN、CNI 等 3 个台站的优势偏振方向表现为 NE 向;PSA 台有 2 个突出的快波偏振方向分别为 NW、NE。

慢波延迟时间不仅与介质各向异性程度有关,还与在各向异性介质中传播路径长度有关。为了消除传播路径对慢波延迟时间的影响,将慢波延迟时间除以震源距进行归一化处理,即将每千米的时间延迟大小表示为 ms/km。归一化延迟时间的结果显示,这 10 个台站的慢波延迟时间均大于 3.0ms/km;慢波延迟时间最大者为距  $M_L 5.2$  地震最近的 CNI 台,为 11.95ms/km。

2.1 快波偏振方向空间分布

快波偏振优势方向与地壳中定向排列的裂隙走向一致,通常能反映当地主压应力的方向(高原,1999)。本文将前文得出的结果结合宜宾地区的应力场特征和断裂分布情况,进一步分析宜宾地区的各向异性空间分布特征。宜宾地区是华蓥山断裂的起始端(秦万成,1980;徐世荣,1986),由 GPS 测量得到的主压应变方向为 NW 向(Gan et al,2007;Wang et al,2001)。地震密集分布区域主要构造为长宁背斜,总体走向为 NW 向,西段转为近 EW 向;主要断层有大地湾断层、瓦房头断层和大佛崖断层,均呈逆断层性质。大地湾断层总体呈 NEE 走向,被 NW 向大佛崖断层横切;瓦房头断层走向为 NEE 向;大佛崖断层则为 NW 走向。我们将这 10 台站的快波偏振方向置于构造背景中,便可呈现出空间分布特征(图 5)。

CNI 台站位于地震密集区域内,处于大地湾断层附近,该台站有 2 个突出的快波偏振方向:NEE 向和 NW 向,优势方向为 NEE 向且与大地湾断裂走向一致。研究结果表明,位于活

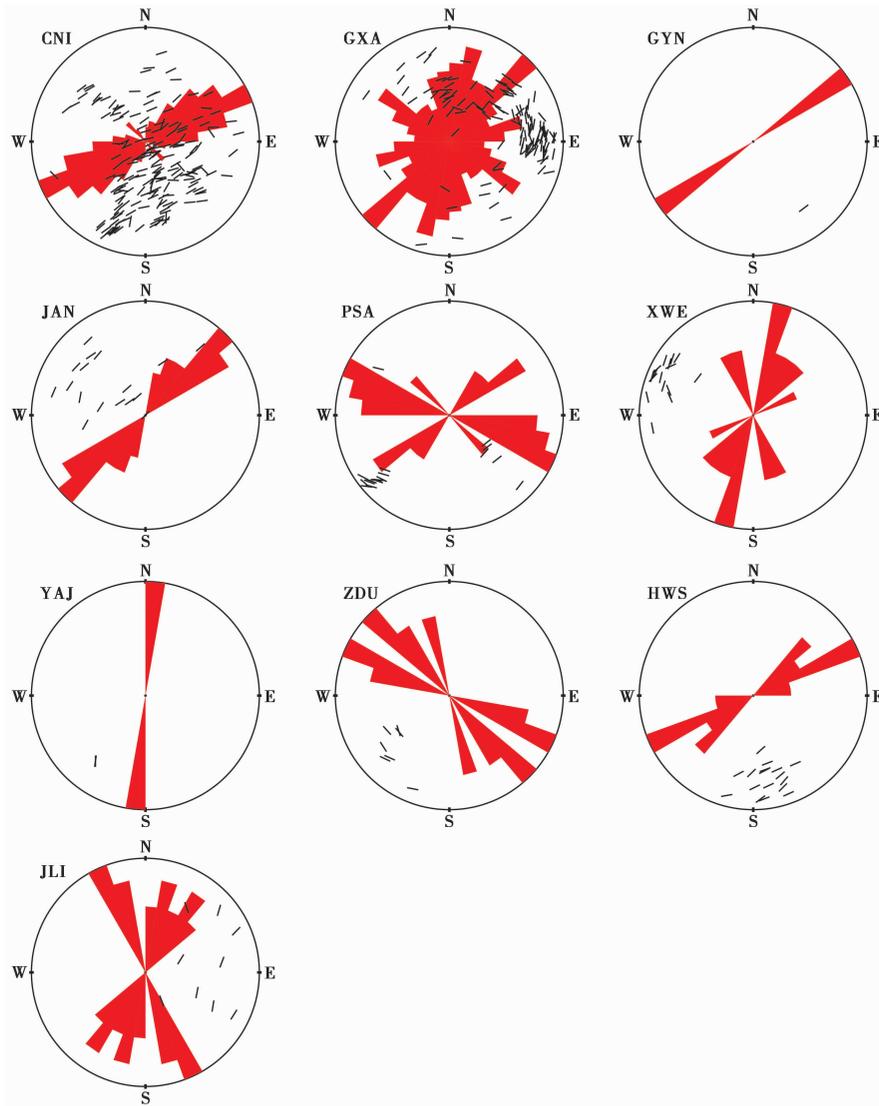


图 4 10 个台站 S 波偏振方向等面积射影与等面积投影玫瑰图  
短线方向是台站记录的每次地震事件的快 S 波偏振方向

动断裂附近台站的快波优势方向与活动断裂的走向有关 (Crampinet al, 1999; 常利军, 2015)。四川地震台网编目结果显示, 2013 年 4 月 25 日  $M_L$  5.2 地震和 2015 年 2 月 7 日  $M_L$  4.8 地震震中位置均位于大地湾断层附近, 表明采盐注水使得大地湾断裂趋于活跃。JAN 和 HWS 这两个台站的优势偏振方向为 NE 向, 与台站附近的华蓥山断裂走向基本一致。GXA 台位于地震密集分布区的边缘, 快波偏振方向较为离散, 没有明显的优势取向。YAJ、JLI、XWE 等 3 个台站的优势偏振方向为近 NS 向。

华蓥山断裂西侧的 ZDU 台的优势偏振方向为 NW 向, 与 GPS 测量区域主压应力方向一致 (Wang et al, 2001; Gan et al, 2007)。PSA 台有 2 个彼此近似垂直的优势偏振方向, 一个为 NE 向, 与华蓥山断裂走向一致, 另一个为 NW 向, 与区域主压应力方向相同。GYN 台因只

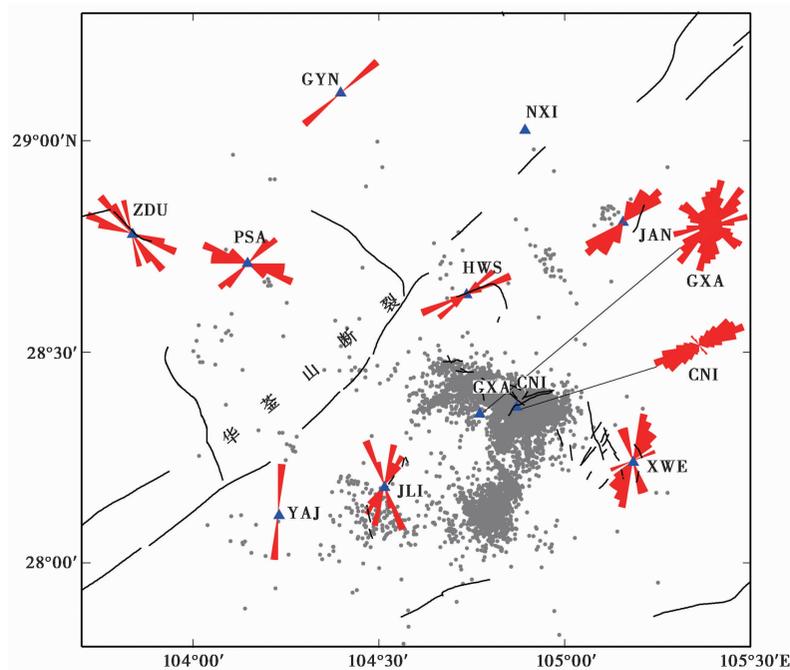


图 5 研究区域内各观测台站快波偏振方向等面积投影玫瑰图分布以及地震分布

有 1 条记录,数据被舍弃。

## 2.2 慢波延迟时间的变化

慢波延迟时间对地壳中微裂隙的几何形态以及密度较为敏感,因此它在一定程度上反映了地壳中应力的分布特征(Crampin, 1981; Booth et al, 1990)。根据地壳中微裂隙不同参数对慢波延迟时间的影响,将地震射线与裂隙面夹角范围在  $15^{\circ} \sim 45^{\circ}$  之间的地震定义为区域 1 (band-1),地震射线与裂隙面夹角  $< 15^{\circ}$  的地震定义为区域 2 (band-2)。区域 1 的慢波延迟时间对地壳应力作用下的微裂隙几何形态较为敏感;而区域 2 的慢波延迟时间对地壳中裂隙的密度较为敏感,但裂纹密度在低于破裂临界状态和破裂水平之下时,不受应力微小变化的影响(Crampin, 1999; Gao et al, 2008; 李金等, 2014)。

考虑慢波延迟时间的离散性,本文采用 9 点滑动平均来表示慢波延迟时间在时间域上的变化。本文重点选取了地震分布密集区域内的 CNI 台进行分析,由该台得到的 188 条剪切波分裂结果见图 6。从图 6 可看出, CNI 台的慢波延迟时间分布在  $2.29 \sim 32.05 \text{ms/km}$  范围,均值为  $11.95 \text{ms/km}$ , 2013 年 4 月 25 日发生  $M_L 5.2$  地震到 2013 年 8 月期间,滑动平均值紊乱。2015 年 2 月 7 日  $M_L 4.8$  地震前 3 个月(2014 年 10 月~2015 年 1 月 6 日)的延迟时间范围为在  $4.1 \sim 6.3 \text{ms/km}$ ,直到 2015 年 1 月 13 日观测到慢波延迟时间突然增加到  $24.1 \text{ms/km}$ 。Gao 等(2008)对 15 个震例中的 S 波分裂参数延迟时间变化进行了研究,结果表明,大地震发生前观测到的 S 波分裂延迟时间会明显增加,而临震前的短时间内时间延迟时间会突然下降。2015 年 2 月 7 日  $M_L 4.8$  地震前,由于得到的 S 波分裂参数太少,故未发现观测延迟时间的下降过程。

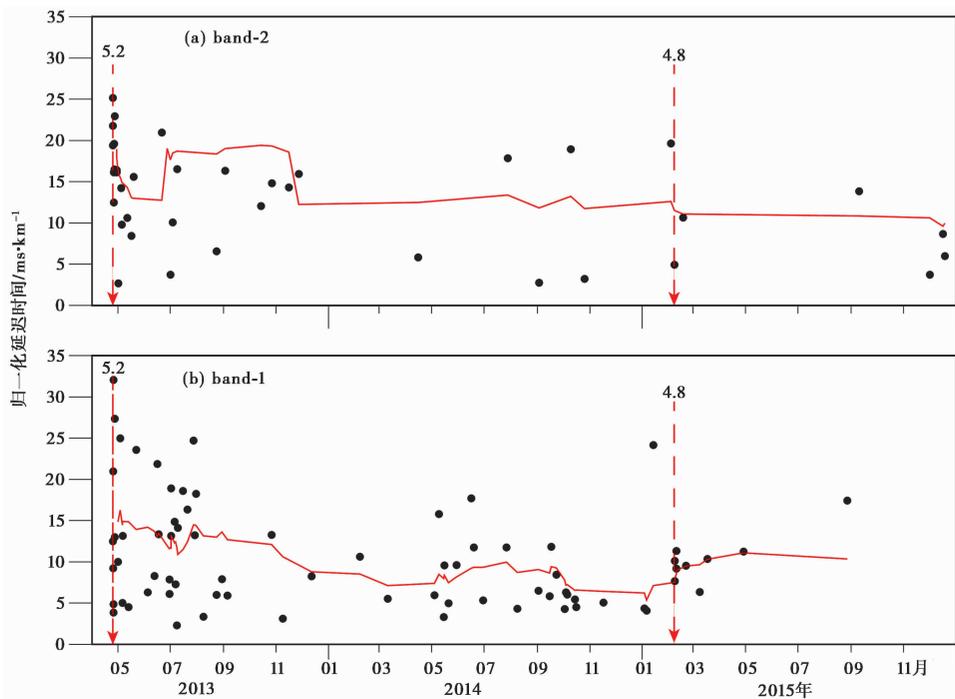


图 6 CNI 台站慢波时间随时间变化

黑色点为归一化的慢波延迟时间,红色实线为 9 个点滑动平均的计算结果;  
红色虚线表示 2013 年 4 月 25 日  $M_L$ 5.2 地震和 2015 年 2 月 7 日  $M_L$ 4.8 地震的震发时刻

### 3 结论

本文测定了 2013 年 4 月 25 日~2015 年 12 月 31 日期间宜宾地区地震波观测台站的 S 波分裂参数,总结分析出这 10 个台站的 S 波分裂参数的特征为:

(1) 华蓥山断裂两侧台站快波优势方向有所不同,位于华蓥山断裂以西台站(ZDU、PSA 台)优势偏振方向为 NW 向,与区域应力场方向一致;位于华蓥山断裂以东台站(HWS、JAN 台)优势偏振方向为 NE 向,与华蓥山断裂走向方向一致;位于地震密集分布区域内的 CNI 台优势偏振方向为 NE 向,与台站附近的断裂带走向基本一致;研究区域南段的 3 个台站(JLI、YAJ、XWE)优势偏振方向近 NS 向。

(2) CNI 台站的慢波延迟时间显示:2 次  $M_s$ 4.0 地震后的时间段内慢波延迟时间较为紊乱;在 2015 年 2 月 7 日  $M_L$ 4.8 地震前观测到慢波延迟时间有明显的上升趋势。

**致谢:** 宜宾市防震减灾局为本文提供了宝贵的波形资料;四川省地震监测中心编目全体人员提供了观测报告和地震目录;中国地震地球物理研究所刘莎博士、中国科学院地质与地球物理研究所吴晶副研究员以及审稿专家为本文提出了宝贵的意见和建议,作者在此一并表示感谢。

### 参考文献

常利军、丁志峰、王椿镛,2015,2013 年芦山  $M_s$ 7.0 地震震源区横波分裂的变化特征,中国科学:地球科学,45(2),161~

- 168。
- 高原、郑斯华、王培德,1996,海南省东方地区1992年小震群S波分裂研究,地球物理学报,39(2),221~232。
- 高原、郑斯华、周蕙兰,1999,唐山地区快S波偏振图像及其变化,地球物理学报,42(02),228~232。
- 李金、高原、徐甫坤等,2015,2014年5月30日盈江6.1级地震序列剪切波分裂研究,中国地震,31(2),245~252。
- 刘莎、吴朋、杨建思等,2014,吉林省前郭地区地震各向异性的初步探讨,地球物理学报,57(7),2088~2098。
- 刘莎、吴朋、杨建思等,2015,2012年6月24日宁蒗-盐源 $M_s$ 5.7地震的剪切波分裂探讨,地震学报,37(5),787~795。
- 秦万成、罗正富,1980,华蓥山断裂带地震地质条件的探讨,西南师范学院学报(自然科学版),1,006。
- 阮祥、程万正、张永久等,2008,四川长宁盐矿井注水诱发地震研究,中国地震,24(3),226~234。
- 石玉涛、高原、张永久等,2013,松潘-甘孜地块东部、川滇地块北部与四川盆地西部的地壳剪切波分裂,地球物理学报,56(2),481~494。
- 太龄雪、高原、石玉涛等,2009,辽宁区域地震台网的地壳剪切波分裂研究,地震地质,31(3),401~414。
- 吴晶、高原、陈运泰等,2007,首都圈西北部地区地壳介质地震各向异性特征初步研究,地球物理学报,50(1),209~220。
- 徐世荣、徐锦华,1986,华蓥山断裂带地震勘探新成果,石油学报,(3),39~48。
- 赵珠、张润生,1987,四川地区地壳上地幔速度结构的初步研究,地震学报,9(2),44~56。
- 张永久、高原、石玉涛等,2008,四川区域地震台网的S波分裂研究,地震学报,30(2),123~134。
- Booth D C, Crampin S, Evans R, et al, 1985, Shear-wave polarizations near the North Anatolian Fault-I, Evidence for anisotropy-induced shear-wave splitting, *Geophys J Int*, 83(1), 61~73.
- Booth D C, Crampin S, Lovell J H, et al, 1990, Temporal changes in shear wave splitting during an earthquake swarm in Arkansas, *J Geophys Res, Solid Earth*, 95(B7), 11151~11164.
- Crampin S, 1978, Seismic-wave propagation through a cracked solid: polarization as a possible dilatancy diagnostic, *Geophys J Int*, 53(3), 467~496.
- Crampin S, 1981, A review of wave motion in anisotropic and cracked elastic-media, *Wave Motion*, 3(4), 343~391.
- Crampin S, Atkinson B K, 1985, Microcracks in the Earth's crust, *First Break*, 3(3), 16~20.
- Crampin S, 1999, Calculable fluid-rock interactions, *J Geol Soc*, 156(3), 501~514.
- Gan W J, Zhang P Z, Shen Z K, et al, 2007, Present-day crustal motion within the Tibetan Plateau inferred from GPS measurements, *J Geophys Res*, 112(B08416), 1~14.
- Gao Y, Crampin S, 2003, Temporal variations of shear-wave splitting in field and laboratory studies in China, *J Appl Geophys*, 54(3), 279~287.
- Gao Y, Crampin S, 2008, Shear-wave splitting and earthquake forecasting, *Terra Nova*, 20(6), 440~448.
- Wang Q, Zhang P Z, Freymueller J T, et al, 2001, Present-day crustal deformation in China constrained by global positioning system measurements, *Science*, 294(5542), 574~577.

## Characteristic of shear-wave splitting in the Yibin area, Sichuan Province

Wu Peng<sup>1)</sup> Su Jinrong<sup>1)</sup> Huang Chunmei<sup>1)</sup> Huang Dongjian<sup>2)</sup> Duan Yunge<sup>1)</sup>

1) Earthquake Administration of Sichuan Province, Chengdu 610041, China

2) Earthquake Administration of Yibin City, Yibin 644000, Sichuan, China

**Abstract** In this paper, the methods of aspect ratio and polarization analysis were used to determine the S-wave splitting parameters of 10 stations in Yibin, Sichuan from April 25, 2013 to December 31, 2015, i. e., fast wave polarization direction and slow wave delay time. The results show the polarization directions of fast shear waves on both sides are different. In the west of Huaying Fault the dominant polarization directions of fast shear waves are NW in agreement with the directions of the regional principal compressive stress. In the east the dominant polarization directions of fast shear waves are NE, which is consistent with the strike of Huaying Fault. The dominant polarization directions of fast shear waves at the station CNI in the earthquake concentrated area are NE, which is almost consistent with the strike of faults near the stations. The dominant polarization directions of fast shear waves at the 3 stations (JLI, YAJ, and XWE) in the southern section of the study area are near NS. The average delay time of slow shear waves at each station is in the range of 3.31 – 11.95ms/km, the maximum delay time of slow shear wave is at the station CNI which is the nearest station from the epicenter of  $M_L$ 5.2 earthquake, reflecting the strong anisotropy in the source area. The delay times of slow shear waves at the station CNI are in disorder in the period after the two  $M_S$ 4.0 earthquakes. Characteristic increases of time-delays is observed before the  $M_L$ 4.8 earthquake on February 7, 2015.

**Key words:** Shear wave splitting; The polarization directions of fast shear waves; The delay time of slow shear wave; Anisotropy