

汤兰荣、石玉涛、曾新福等, 2012, 九江-瑞昌 5.7 级地震余震的 S 波分裂研究, 中国地震, 28(2), 179 ~ 187.

九江-瑞昌 5.7 级地震余震的 S 波分裂研究

汤兰荣¹⁾ 石玉涛²⁾ 曾新福¹⁾ 郑斌¹⁾ 赵博²⁾ 吕坚¹⁾

1) 江西省地震局, 南昌市洪都北大道 865 号 330039

2) 中国地震局地震预测研究所, 北京 100036

摘要 利用在九江-瑞昌 $M_s 5.7$ 地震震中附近架设的丁家山台 (DJS)、狮子洞台 (SZD) 和武蛟台 (WUJ) 的地震波形资料, 采用 S 波分裂系统分析方法, 对余震进行了 S 波分裂分析。结果表明, 震中距较小、台站附近断层分布复杂的丁家山台 (DJS) 的慢波时间延迟相对较大, 快波偏振方向不太集中。台站附近断裂分布单一的武蛟台 (WUJ) 快波偏振优势方向与断裂走向角度相差约 35° , 与区域主压应力方向也不一致。台站附近无断层通过的狮子洞台 (SZD) 快波偏振优势方向接近区域主压应力方向。慢波时间延迟大小与震源深度没有明显的规律性关系。

关键词: 九江-瑞昌地震 S 波分裂 主压应力方向 各向异性

[文章编号] 1001-4683 (2012) 02-0179-09 [中图分类号] P315 [文献标识码] A

0 引言

S 波分裂是当 S 波通过各向异性介质时分裂成两种准 S 波的现象, 即快 S 波和慢 S 波, 这两种波以不同速度沿正交方向偏振反映了介质的各向异性, 快波偏振方向和慢波时间延迟是描述 S 波分裂的主要参数。

自 Crampin (1978) 提出 S 波分裂和张性扩容各向异性 (EDA) 理论以来, 人们对 S 波分裂的研究越来越多。特别是三分向数字地震仪的广泛使用, 使得对 S 波分裂的观测分析和研究取得了很大的进展。对快 S 波偏振优势方向的研究内容主要包括快波偏振优势方向与主压应力方向、断裂走向和地震破裂方向等 3 者之间的关系, 进而研究地壳的介质特性、应力状态。研究表明, 由 S 波偏振推断的裂隙形成各向异性排列方向与震源机制解的主压应力方向一致 (Crampin et al, 1985; 王椿镛等, 1997a; 曲延军等, 2004a; 李白基, 1996); 也有研究表明, 快 S 波偏振优势方向与震源应力场的主压应力方向相差甚大 (李白基等, 2002), 并且快波偏震方向与区域主压应力方向大致相同 (郑秀芬等, 2008; 王新岭等, 2006; 钱晓东等, 2002; 华卫等, 2006; 邬成栋等, 2006; 高原等, 1993; 太龄雪等, 2008; 吴晶等, 2008b; 孙勇等, 1993)。多数研究结果认为, 快波偏振优势方向与断裂走向一致或相近 (Crampin et al, 1985; 李白基等, 2002; 太龄雪等, 2008); 部分研究结果认为快波偏振优势方

[收稿日期] 2011-01-05

[项目类别] 地震科技星火计划项目 (XH12027)、中国地震局三结合课题“九江-瑞昌震区地壳介质各向异性研究”及地震行业科研专项 (201008007) 共同资助。

[作者简介] 汤兰荣, 女, 1983 年生, 工程师, 主要从事地震分析预报工作。E-mail: tanglanrong@sohu.com

向与断裂走向相差较大(王新岭等,2006)。

S波分裂特征对地壳应力场的变化极为敏感。研究发现,在强震发生前,岩体受持续应力作用,破裂不断增加,因而慢S波时间延迟逐渐增大;在临震前,岩体达到破裂临界状态,则剪切力消失。慢S波时间延迟突然下降的现象,对应地震发生前应力积累、临震前裂隙突然闭合的物理现象(高原,2000;Gao et al,2003)。云南2001年施甸强震序列随着地震活动的增强,S波分裂时间延迟值基本呈现增加的特征,但在强震即将发生之前的短时间内,出现时间延迟值减小的现象(高原等,2004a)。许多研究结果也证实,大震前慢S波时间延迟出现减小的异常变化(郑秀芬等,2008;曲延军等,2004a;李清河等,1994、1996),而强震前慢S波时间延迟出现增大的现象也很多(太龄雪等,2008;赵根模等,1999;赵惠君等,1998;曲延军等,2004b;高歌等,2006;张范民等,2000)。另外,研究者们还发现一些强震前快S波偏振方向出现不同程度的转向变化(李清河等,1994;张范民等,2000;曲延军等,2004b;高歌等,2006;郑秀芬等,2008)。

国内外研究者对于慢波时间延迟与震源深度之间关系的研究表明,时间延迟大小随深度变化的关系很难确定(Gamar et al,1997;Savage et al,1989;华卫等,2006)。

2005年11月26日江西省九江-瑞昌间发生 $M_s5.7$ 地震,主震后发生了大量的余震。本文利用在震中附近架设的的丁家山(DJS)、狮子洞(SZD)和武蛟(WUJ)等3个流动台的数字波形资料,在序列精定位基础上(吕坚等,2007),采用S波分裂SAM分析方法(高原等,2004b;石玉涛等,2006),计算出了它们的S波快波偏振方向和慢波时间延迟,结合九江-瑞昌地震区的应力场、地质构造等性质,对 $M_s5.7$ 地震后S波分裂时间延迟和偏振方向变化特征进行了初步的分析研究。

2 资料选取

2005年11月26日九江-瑞昌发生5.7级地震,该地震余震非常丰富,精确定位的主震震中为:29.687°N、115.744°E(吕坚等,2007)。29日在余震区布设了由4套数字地震仪组成的小孔径流动数字台网,流动台与余震区相距较近,记录到大量高质量的波形数据,截至2006年7月15日记录到2427个余震事件。为了避免地表界面S-P转换波的干扰,研究采用“S波窗”内的波形。对于泊松介质,S波窗最大入射角约为35°,由于波前弯曲和低速的地表沉积,使得S波窗口可有效地增大到40°~45°。共得到265条满足S波窗口条件的记录,其震级在 $M_L1.5\sim3.5$ 之间(表1)。

表1 台站参数和对应的事件数

流动台站	经度(E)	纬度(N)	事件数(个)	事件时间段 (年-月-日)	主震震中距(km)
丁家山(DJS)	115.72°	29.74°	77	2005-11-02~2006-03-12	6.3
狮子洞(SZD)	115.85°	29.61°	78	2005-12-01~2006-04-10	13.4
武蛟(WUJ)	115.63°	29.75°	110	2005-11-29~2006-07-14	13

本研究采用的九江-瑞昌地区的速度模型是根据横穿大别造山带的人工地震测深及与之重合的重力剖面研究得到的结果(表2)。

3 计算方法

本研究使用 SAM 分析方法进行 S 波分裂计算(高原等, 2004b; 石玉涛等, 2006)。该方法是在相关函数的基础上提出的一种分析方法, 包括相关函数计算、时间延迟校正和偏振分析检验等 3 个部分, 该方法具有自我检验的特点。图 1 显示丁家山台(DJS)记录的 2005 年 12 月 18 日, 震源深度为 12km, 震级为 $M_L 1.9$ 的地震事件(29.711°N , 115.751°E), 震中距为 4.2km, 入射角为 17° 。计算得到快 S 波偏振方向为 60° , 慢 S 波时间延迟为 $3.1\text{ms}/\text{km}$ 。

表 2 九江-瑞昌地区地壳速度模型
(据王椿镛等(1997b、1997c))

地壳厚度(km)	v_p (km/s)	v_p/v_s
0 ~ 3	4.80	1.7
3 ~ 10	5.80	
10 ~ 18	6.15	
18 ~ 26	6.40	
26 ~ 35	6.80	
35	8.00	

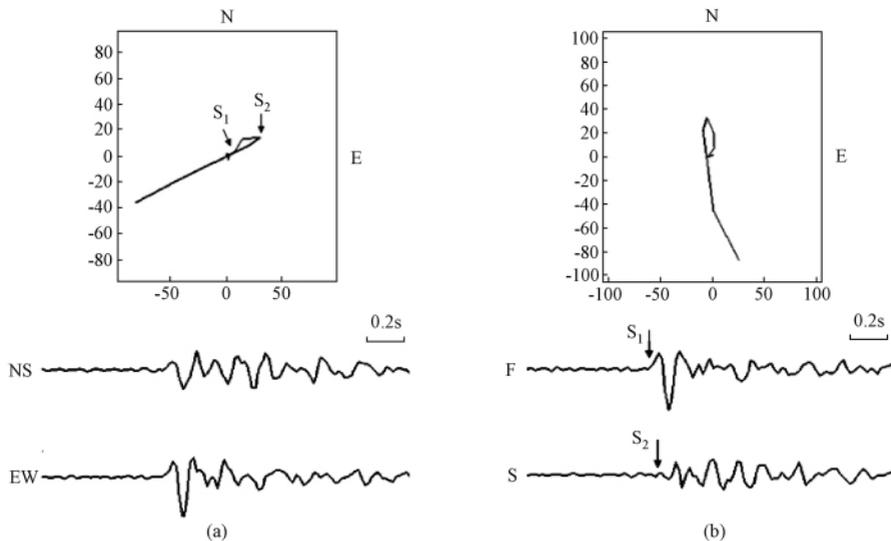


图 1 S 波分裂分析

(a) 上图为 S 波偏振图, 下图分别为 NS 向和 EW 向 S 波波形; (b) 上图为经过时间延迟校正后的 S 波偏振图, 下图分别为快 S 波和慢 S 波波形。其中 S_1 和 S_2 表示快、慢 S 波位置, 以箭头示出

4 计算结果

本文对丁家山台(DJS)、狮子洞台(SZD)和武蛟台(WUJ)的 265 条波形数据进行了 S 波分裂分析。

研究得到 3 个台站的快波偏振集中方向不相同(图 2), 其中丁家山台(DJS)的快波偏振方向不太集中, 狮子洞台(SZD)的快波偏振优势取向为 NEE 向, 而武蛟台(WUJ)的快波偏振优势取向为 NE 向。由震源机制得到 $M_s 5.7$ 地震序列的 P 轴为 $250^\circ \sim 280^\circ$ (吕坚等, 2007; 吕坚等, 2008; 曾文敬等, 2009), 与江西北部近 EW 向的主压应力方向一致。因此, 3 个台站的快波偏振优势方向与区域主压应力方向、主震震源机制解的主压应力方向均不一致; 狮子洞台(SZD)的快波偏振优势方向与区域主压应力方向比较接近。

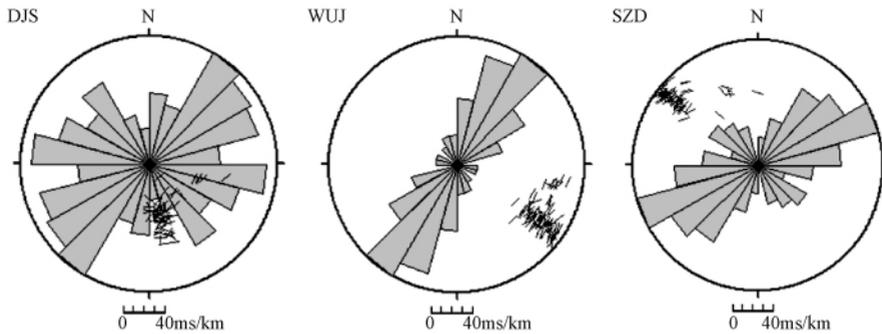


图2 各个台站的慢波时间延迟与快波偏振方向

图中每个线段长短表示慢 S 波的时间延迟的大小,其位置为震中方位角以及入射角。线段所在圆中半径的大小表示入射角的大小,在圆中的位置表示地震的方位角

丁家山台 (DJS) 离震源位置较近,台站附近断层分布较复杂,有 NE 向的望夫山-大浪断裂和丁家山-桂林桥-武宁断裂,前者为逆断层,后者为正断层,另外还有 NW 向的丁家山-狮子岛断裂,这可能是该台站快波偏振方向比较复杂的原因(图 3)。武蛟台 (WUJ) 附近分布有 NEE 向的武山-南阳断裂,为正断层,快波偏振优势方向 (NE 向) 与断裂走向角度差约 35° 。狮子洞台 (SZD) 附近无断层分布,由于不受断层控制,其快波偏振优势方向更接近区域主压应力方向。精确定位的震中序列 (吕坚等, 2007) 总体呈 NW 向分布,与武蛟台 (WUJ) 和狮子洞台 (SZD) 快波偏振优势方向没有一致性。

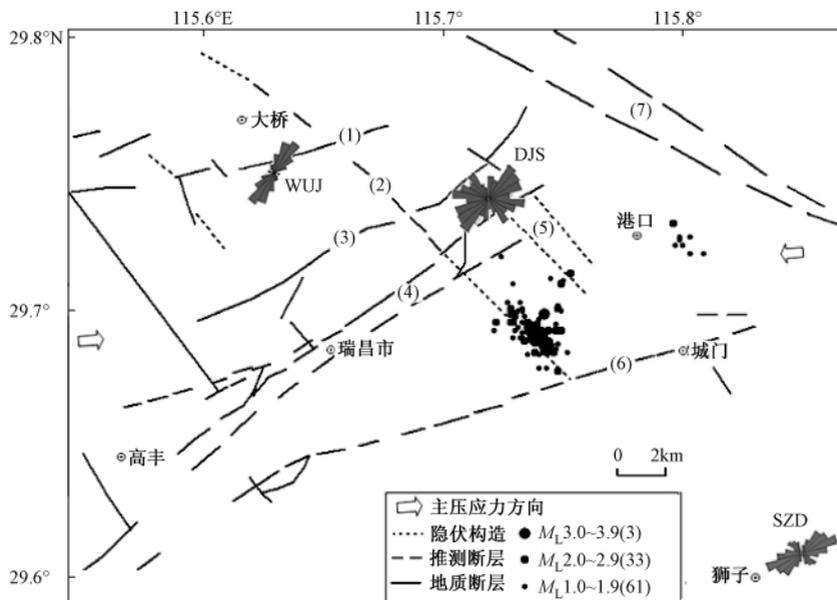


图3 快波偏震方向等面积玫瑰图、地震台站、地震震中和主要断层分布图

- (1) 武山-南阳断裂; (2) 洋鸡山-武山-通江岭断裂; (3) 望夫山-大浪断裂; (4) 丁家山-桂林桥-武宁断裂;
(5) 丁家山-狮子岛断裂; (6) 刘家-范家铺-城门山断裂; (7) 长江断裂

丁家山台 (DJS) 记录的地震震中距在 10km 以内,狮子洞台 (SZD) 和武蛟台 (WUJ) 震中距在 10 ~ 17km 之间,震中距较小的丁家山台 (DJS) 慢波时间延迟变化范围相对较大,部分值在 9 ~ 13ms/km 之间,如图 4 (a)、4 (b);而狮子洞台 (SZD) 和武蛟台 (WUJ) 的慢波时间延迟在 9ms/km 以内,如图 5 (a)、5 (b) 和图 6 (a)、6 (b)。

各个台站的慢波时间延迟与深度的关系如图 4 (c)、图 5 (c) 和 图 6 (c) 所示。由图可见,时间延迟与震源深度的关系不明显,与前人研究结果类似 (Gamar et al, 1997; Savage et al, 1989; 华卫等, 2006)。

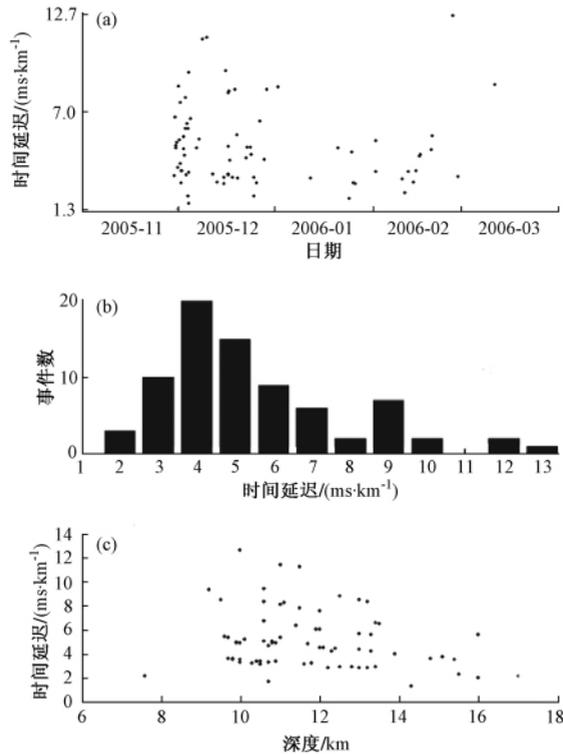


图 4 (a) 丁家山台 (DJS) 时间延迟随时间变化图;
(b) 统计直方图; (c) 时间延迟与震源深度的关系

5 结论与讨论

丁家山台 (DJS) 距离地震震中较近,窗口内地震记录的入射角相对要小,且台站周围断层分布较复杂,快波偏震没有明显优势方向。慢波时间延迟变化范围在 2 ~ 13ms/km 之间,一些地震事件的时间延迟偏大,平均时间延迟为 4.99 ms/km ,标准偏差值为 2.38 ms/km ,平均时间延迟高于狮子洞台 (SZD) 和武蛟台 (WUJ)。

武蛟台 (WUJ) 位于瑞昌市以北,台站附近有 NEE 向的武山-南阳断裂经过,该台的快 S 波偏振优势方向为 NE 方向,与断裂的走向相差角度约 35°,与区域主压应力方向、序列分布优势方向不一致。时间延迟在 1 ~ 9ms/km 之间,平均时间延迟为 3.14 ms/km ,标准偏差值

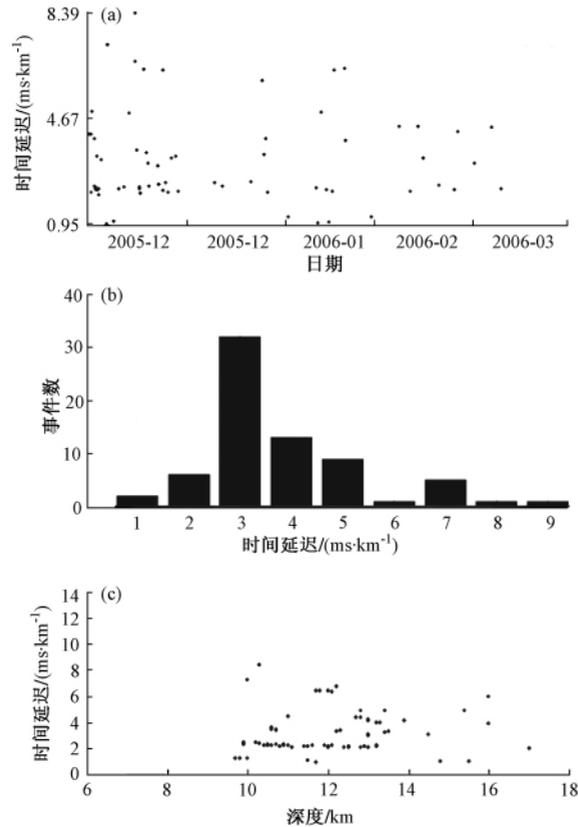


图5 (a) 狮子洞台(SZD) 时间延迟随时间变化图;
(b) 统计直方图;(c) 时间延迟与震源深度的关系

为 1.25 ms/km 。

狮子洞台(SZD) 位于地震序列位置的 ES 方向,附近无断裂分布,该台的快 S 波偏振优势方向为 NEE 向,接近主压应力方向,与序列分布优势方向不一致。时间延迟在 $2 \sim 7 \text{ ms/km}$ 之间,平均时间延迟为 3.01 ms/km ,标准偏差值为 1.64 ms/km 。

3 个台站的慢波时间延迟随时间的变化比较分散,时间延迟与震源深度之间无明显相关关系。

周围无断裂通过的台站快波偏振优势方向与区域主压应力方向相近,如狮子洞台(SZD),说明主要是区域应力场产生的裂隙定向排列作用的结果。附近断裂分布单一的台站,如武蛟台(WUJ),快波偏振优势方向与断裂走向角度差为 35° 。而台站附近断层分布复杂的台站快 S 波偏振方向和慢波时间延迟较为离散,说明台站附近的断层分布状态对观测结果影响很大,复杂的断层分布会加剧 S 波分裂测量结果的离散程度,这与前人的研究结果相似(吴晶等,2008a)。

致谢:感谢中国地震局地震预测研究所高原研究员课题组提供软件支持以及对本文提出的意见和建议。

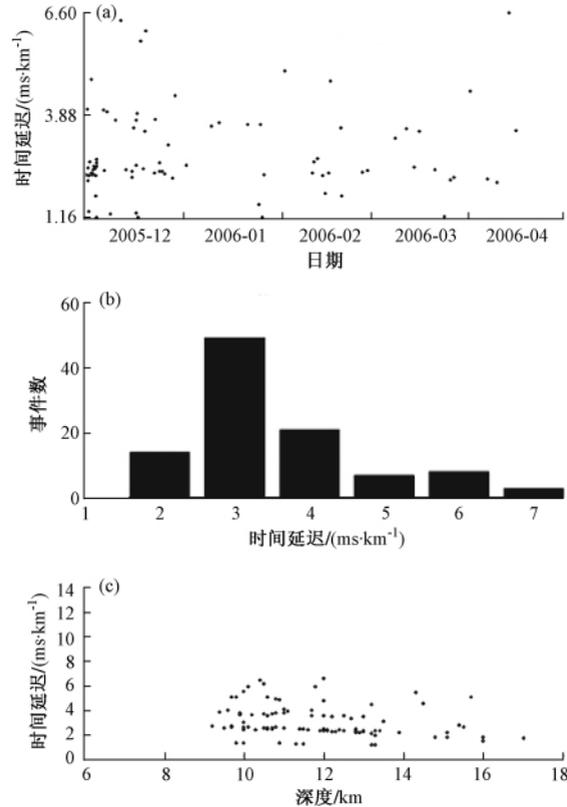


图6 (a) 武蛟台(WUJ)时间延迟随时间变化图;
 (b) 统计直方图;(c) 时间延迟与震源深度的关系

参考文献

- 高歌、王海涛,2006,乌什 6.3 级地震前、后 S 波分裂特征初步研究,内陆地震,**20**(2),139~142。
 高原,2000,破裂临界状态下大理岩的剪切波分裂特征,中国地震,**16**(3),197~202。
 高原、冯德益、郑治真,1993,大同-阳高 M_s 5.8 级地震前 S 波分裂异常变化,华北地震科学,**11**(2),1~13。
 高原、梁维、丁香等,2004a,云南 2001 年施甸地震的剪切波分裂参数变化特征,地震学报,**26**(6),576~582。
 高原、刘希强、梁维等,2004b,剪切波系统分裂方法(SAM)软件系统,中国地震,**20**(1),01~10。
 华卫、刘杰、陈章立等,2006,2003 年云南大姚 6.2 级、6.1 级地震序列 S 波分裂研究,地震学报,**28**(4),357~371。
 李白基,1996,云南禄劝地震余震分裂 S 波的变化,地震学报,**18**(2),224~230。
 李白基、秦嘉政、钱晓东,2002,1995 年武定 6.5 级地震余震的 S 波分裂,地震研究,**25**(2),108~114。
 李清河、刘希强、张范民等,1994,剪切波分裂的某些理论问题及天祝-景泰 6.2 级地震剪切波分裂特征研究,中国地震,**10**(增刊),9~21。
 李清河、刘希强、张范民等,1996,肃南 5.7 级地震过程剪切波分裂特征,地震,**16**(4),417~426。
 吕坚、倪四道、沈小七等,2007,九江-瑞昌地震的精确定位及其发震构造初探,中国地震,**23**(2),166~174。
 吕坚、郑勇、倪四道等,2008,2005 年 11 月 26 日九江-瑞昌 M_s 5.7、 M_s 4.8 地震的震源机制解与发震构造研究,地球物理学报,**51**(1),158~164。
 钱晓东、李白基、秦嘉政,2002,2000 年云南姚安 M_s 6.5 地震余震序列 S 波分裂研究,中国地震,**18**(2),157~165。
 曲延军、赵翠萍、赵建政等,2004a,2003 年巴楚-伽师 6.8 级地震序列及强余震的 S 波分裂特征研究,西北地震学报,**26**

- (4), 328 ~ 333。
- 曲延军、赵翠萍、赵建政等, 2004b, 乌鲁木齐及附近地区剪切波分裂特征研究, 内陆地震, **18**(3), 213 ~ 220。
- 石玉涛、高原、吴晶等, 2006, 云南地区地壳介质各向异性-快剪切波偏振特性, 地震学报, **28**(6), 574 ~ 585。
- 孙勇、郑斯华, 1993, 唐山地区剪切波分裂研究, 中国地震, **9**(1), 61 ~ 67。
- 太龄雪、高原、曹凤娟等, 2008, 辽宁 1999 年 M_s 5.9 岫岩地震的剪切波分裂特征, 地震学报, **30**(4), 340 ~ 354。
- 王椿镛、丁志峰、陈学波等, 1997a, 大别造山带地壳 S 波分裂和介质各向异性, 科学通报, **42**(23), 2539 ~ 2542。
- 王椿镛、张先康、陈步云等, 1997b, 大别造山带地壳结构研究, 中国科学(D 辑), **27**(3), 221 ~ 226。
- 王椿镛、张先康、丁志峰等, 1997c, 大别造山带上部地壳结构的有限差分层析成像, 地球物理学报, **40**(4), 495 ~ 502。
- 王新岭、刘杰、张国等, 2006, 2000 年姚安地震余震序列的剪切波分裂研究, 地震学报, **28**(2), 119 ~ 131。
- 郭成栋、付虹、刘杰, 2006, 2003 年云南大姚 6.1 和 6.2 级地震余震 S 波分裂研究, 地震, **26**(1), 1 ~ 9。
- 吴晶、高原、陈运泰, 2008a, 首都圈东南部地区地壳介质各向异性, 地震学报, **30**(1), 1 ~ 11。
- 吴晶、高原、石玉涛等, 2008b, 太行山山前断裂西南段地壳介质各向异性特征浅析, 地震, **28**(2), 115 ~ 122。
- 曾文敬、赵爱平、汤兰荣等, 2009, 九江瑞昌 5.7 级地震余震震源机制解, 大地测量与地球动力学, **29**(4), 42 ~ 47。
- 张范民、阮爱国、荣代潞, 2000, 永登 5.8 级地震和天祝-古浪地震前波分裂特征, 高原地震, **12**(2), 43 ~ 54。
- 赵根模、刁桂芬、赵惠君等, 1999, 唐山地区 M_s 6.9 和 6.5 级地震前后 S 波分裂的变化, 内陆地震, **13**(1), 17 ~ 24。
- 赵惠君、牟光迅、冯萍芳等, 1998, 宁河地震前后 S 波分裂变化, 地震地磁观测与研究, **19**(6), 28 ~ 34。
- 郑秀芬、陈朝辉、张春贺, 2008, 1999 年台湾集集地震余震区-嘉义地区地震的剪切波分裂参数随时间变化的研究, 地球物理学报, **51**(1), 149 ~ 157。
- Crampin S, 1978, Seismic wave propagation through a cracked solid: polarization as a possible dilatancy diagnostic, *Geophys J R Astr Soc*, **53**, 467 ~ 496。
- Crampin S, Booth D C, 1985, Shear-wave polarization near the North Anatolian fault, II. Interpretation in term of earth-induced anisotropy, *Geophys J R Astr Soc*, **83**, 75 ~ 92。
- Gamar F, Bernard P, 1997, Shear wave anisotropy in the Erzincan basin and its relationship with crustal strain, *J Geophys Res*, **102**, 20373 ~ 20393。
- Gao Y, Crampin S, 2003, Temporal variations of shear-wave splitting in field and laboratory in China, *J App1 Geophys*, **54**, 279 ~ 287。
- Savage M K, Shih X R, Meyer R P, et al, 1989, Shear-wave anisotropy of active tectonic regions via automated S-wave polarization analysis, *Tectonophysics*, **165**, 279 ~ 292。

Study on S-wave splitting of aftershocks of the $M_s5.7$ Jiujiang-Ruichang earthquake

*Tang Lanrong*¹⁾ *Shi Yutao*²⁾ *Zeng Xinfu*¹⁾ *Zheng Bin*¹⁾ *Zhao Bo*²⁾ *Lv Jian*¹⁾

1) Earthquake Administration of Jiangxi Province, Nanchang 330039, China

2) Institute of Earthquake Science, China Earthquake Administration, Beijing 100036, China

Abstract The paper studies the shear wave splitting on the basis of the digital waveform of three seismic stations DJS, SZD and WUJ, which were set up after the Jiujiang-Ruichang $M_s5.7$ earthquake of November 26, 2005 around the epicenter site. The result shows that the time delays of slow wave of the DJS station, which is not far from the epicenter with the complex distribution of the faults nearby, are relatively larger and the polarization direction of fast wave is not concentrated; the predominant polarization direction of fast wave of WUJ station, with single fault distributed near there, has a difference of 35° to the strike of the fault and is inconsistent with the direction of regional principal compressive stress. The predominant polarization direction of fast wave of SZD station with no fault nearby is in accordance with regional principal compressive stress. There is no obviously regular relation between the delay time and the focal depth.

Key words: Jiujiang-Ruichang earthquake S-wave splitting Regional principal compressive stress Anisotropy