

黄春梅, 吴朋, 苏金蓉, 等. 2017 年 8 月九寨沟 $M_S7.0$ 地震序列 S 波分裂特征[J]. 华北地震科学, 2020, 38(1): 29-37. doi:10.3969/j.issn.1003-1375.2020.01.005.

HUANG Chunmei, WU Peng, SU Jinrong, et al. Characteristic of S-wave Splitting of the 2017 Jiuzhaigou $M_S7.0$ Earthquake Sequence[J]. North China Earthquake Sciences, 2020, 38(1): 29-37. doi:10.3969/j.issn.1003-1375.2020.01.005.

2017 年 8 月九寨沟 $M_S7.0$ 地震序列 S 波分裂特征

黄春梅, 吴朋*, 苏金蓉, 王宇航, 魏娅玲, 李大虎, 颜利君

(四川省地震局, 成都 610041)

摘要: 采用质点运动判别法与偏振分析法相结合的方法, 测定了四川九寨沟 7.0 级地震余震序列的 S 波分裂参数: 快波偏振方向和慢波延迟时间, 获得了 6 个台站 S 波分裂参数结果: 位于余震密集区的 L6202 台有 2 个快波优势偏振方向(NNE 向和近 EW 向), 在主震后 1 个月其快波偏振方向为近 EW 向, 随着余震的发生应力得到释放, 其快波偏振方向调整为 NNE 向; L5111 台无明显的快波优势偏振方向, 体现了该区域复杂的地质结构和主震后应力调整作用; L5112 台的快波优势方向为 NNE 向, 与岷江断裂走向大体一致; 位于余震密集区东侧的 JZG 台快波偏振方向为 NW 向, 与塔藏断裂的走向一致; 位于余震密集区南侧的 L5110 和 L5113 台的快波优势偏振方向为近 EW 向, 与九寨沟区域应力场方向基本一致; 各台站的归一化平均慢波延迟时间在 1.2~5.0 ms/km 范围内, L6202、L5112 台的平均慢波延迟时间明显大于 JZG、L5110 台, 反映出余震密集区的应力积累强于其他区域。

关键词: S 波分裂; 快波偏振方向; 慢波延迟时间

中图分类号: P315.31

文献标志码: A

文章编号: 1003-1375 (2020) 01-0029-09

doi:10.3969/j.issn.1003-1375.2020.01.005

0 引言

在中上地壳介质中, 普遍分布着因应力作用定向排列且充有流体的裂隙(EDA 裂隙), 其走向平行或大致平行于最大水平应力^[1], 导致地壳介质存在各向异性特征。大量的观测事实表明, S 波在地壳各向异性介质中传播能观测到 S 波分裂现象, 即 S 波分裂成 2 组速度不同、方向接近垂直的快 S 波、慢 S 波^[1-3]。快 S 波偏振方向一般与区域最大主应力场或区域局部地质构造(断层)走向一致^[4-7], 慢 S 波延迟时间则受到介质中裂隙的物理特性和流体特性变化的影响, 一定程度上反映了区域应力的变化特征, 在大震前后其变化特征更明显^[8-9]。因此, 快 S 波偏振方向和慢 S 波延迟时间是分析地壳各向异性特征的 2 个基本参数。

据中国地震台网中心测定结果, 2017 年 8 月 8 日 21 时 19 分四川省阿坝州九寨沟县(33.2°N,

103.82°E)发生 $M_S7.0$ 地震(以下简称九寨沟地震), 震源深度 20 km。该地震发生在巴颜喀拉块体北部, 位于东昆仑断裂、塔藏断裂与东部龙门山断裂的交汇处, 为印度板块向欧亚板块的俯冲导致青藏高原向北东推移, 次级巴颜喀拉块体向南东推挤背景下发生的一次强震。此次地震的震中位于岷江断裂、塔藏断裂和虎牙断裂附近。近 NS 向的岷江断裂为岷江隆起西边界的主控断裂, 以逆冲为主兼走滑特征; 近 NW 向的塔藏断裂位于东昆仑断裂东段和 NNW 向的虎牙断裂为岷山隆起东边界的主控断裂, 均为左旋走滑断裂^[10-12]。此区域地质构造复杂, 晚第四纪活动强烈, 历史地震频发, 在地震震中周边 200 km 范围内, 近百年共发生 5 级以上地震 49 次, 距离最近的为 1976 年 8 月 16 日至 8 月 23 日, 四川松潘-平武地区先后发生的 7.2 级、6.7 级、7.2 级 3 次强震^[13]。这几次地震震源区的构造应力场最大水平主应力方向为近 EW 向^[14-15], 与 GPS 数据研究显

收稿日期: 2019-05-07

基金项目: 国家重点研发计划(2018YFC1504501-02); 四川省地震局紧急地震信息服务创新团队(201801); 中国地震局地震科技星火计划攻关项目(XH20051); 2018 年四川省地震局地震科技专项(LY807)

第一作者简介: 黄春梅(1988—), 女, 四川广安人, 工程师, 主要从事地震分析与数字地震资料应用研究。

E-mail: 913976362@qq.com

* 通讯作者: 吴朋(1983—), 男, 高级工程师, 主要从事数字地震波分析方面的研究。E-mail: wupeng_789@126.com



示的该地区的水平速度场方向一致^[16];震源机制结果表明:该地震为走滑型地震^[17-19];双差定位结果显示,余震呈 NWW 向的条带状分布,北临塔藏断裂,南接虎牙断裂北端,主震位于余震中央^[20]。根据余震震中分布、主震及余震震源机制解等,推测本次九寨沟地震及其余震的发震构造为位于岷江断裂与塔藏断裂之间的一条隐伏断裂上,断裂为左旋走滑属于东昆仑断裂东端的分支断裂之一或是虎牙断裂向北的延伸^[14, 18, 21](图 1)。

杨溢等^[22]和刘莎等^[23]分别利用九寨沟地震后

3 个月和 1 个月的数据研究了震源区台站 S 波分裂参数特征,分析了震源地壳应力场随时间的变化。本文拟延长观测时间,采用九寨沟震源区的 1 个固定台站(2013 年至 2018 年 6 月 30 日)和 6 个流动台站(截至 2018 年 6 月 30 日)记录到的近万余条地震波形数据,采用质点运动判别法和偏振分析法测定各个台站的 S 波分裂参数(快波偏振方向、慢波延迟时间),分析其随时空的变化,以更好地反映震源区地震各向异性及应力场随时间的变化特征。

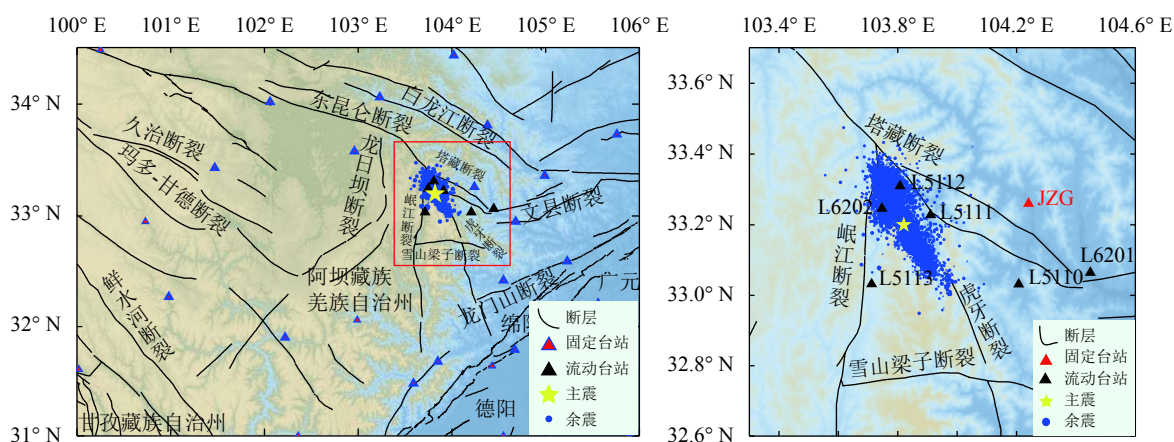


图 1 九寨沟地震震源区主要断裂、地震及台站分布图

1 资料和分析方法

九寨沟地震发生后,甘肃省地震局和四川省地震局在震源区分别架设了 2 个(L6201、L6202)和 4 个(L5110、L5111、L5112、L5113)短周期流动台站,其频带范围为 2 s~50 Hz,采样率为 100 sps。其中, L5110、L5111 和 L5112 台采用 CMG-40TDE 地震仪, L6201、L6202 和 L5113 台采用 GL-PS2 地震仪。所有流动台站数据于 2017 年 8 月 12 日起,实时传输至四川地震台网中心。四川台网固定台站 JZG 为宽频带地震台站,其频带范围为 60 s~50 Hz,采样率为 100 sps,采用 BBVS-60 地震仪。本文收集到的 1 个固定台站 2011 年至 2018 年 6 月 30 日和 6 个流动台站截至 2018 年 6 月 30 日共记录的近万余条余震数据,为本次 S 波分裂分析提供了充分的数据资料。

用于 S 波分裂分析的地震波形数据须满足在“S 波窗”内,在该窗内的地震计记录到的 S 波和入射波的类型相似,否则观测到的 S 波相位和振幅将严重畸变,难以重建入射 S 波^[24]。大量研究结果表明,对于泊松介质(泊松比为 0.25),S 波的入射角

窗口约为 35°^[25],由于地表存在低速沉积层及地震波在地表入射时弯曲的波前面可能导致有效临界角扩大到 45°~50°,统计结果显示,有效分裂事件震源深度主要分布在 5~14 km(图 2)。根据四川西部的分层速度模型^[26]进行了计算,本文选择 S 波的入射角 $\leq 47^\circ$ 的地震波形数据进行分析。

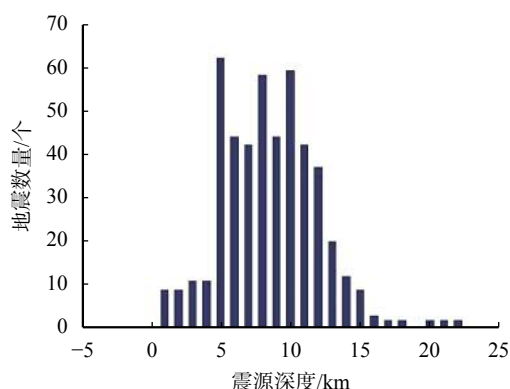
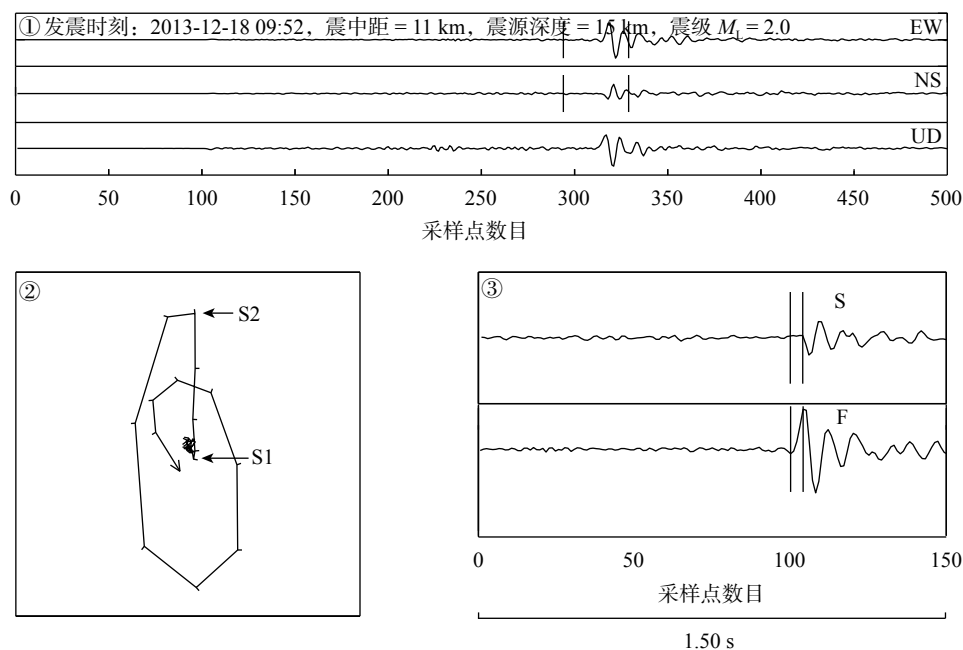


图 2 有效 S 波分裂事件震源深度分布直方图

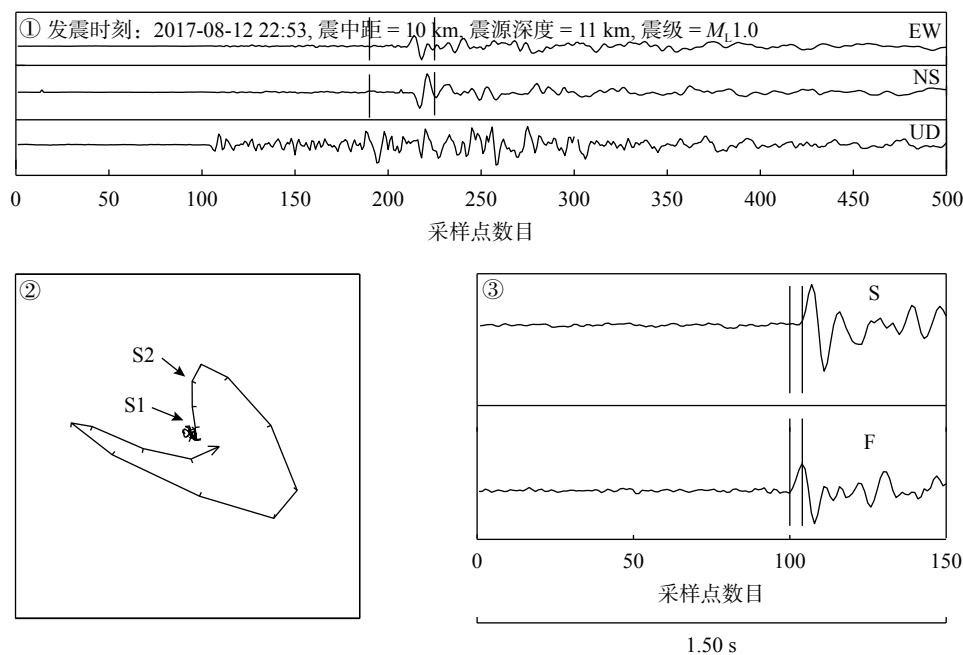
S 波分裂分析的常用方法有偏振图分析法、相关分析法、质点运动判别法、地震图旋转分析法等,它们各具优势。通过偏振图分析法能够直观、全面地展示 S 波分裂现象,对 S 波分裂参数进行直

观地检验^[27]。本文通过偏振图分析法和质点运动判别法相结合测定 S 波分裂参数。S 波到时读取精度对 S 波分裂分析结果影响较大, 为了保证 S 波分裂分析结果的可靠性, 计算 S 波参数时首先需挑选出“S 波窗”内且到时清晰的地震数据, 并重新读取 S 波的到时; 然后, 截取 S 波到时前 20 和后 15 共

35 个采样点的波形数据并画出该段波形的质点运动图(时间长度 0.35 s), 逐一挑选出线性或近线性的质点偏振图(图 3), 在此基础上, 分别利用质点运动判别法与偏振图分析法测定 S 波分裂参数; 最后, 利用偏振图分析法对测定的 S 波分裂参数可靠性进行验证^[9]。



图例 1



图例 2

注: ①为三分向原始地震图, EW(东西向)、NS(南北向)、UD(垂直向), 用两竖线之间的波形来画质点偏振图; ②为经过旋转后的质点振动图, S1 为快 S 波到时, S2 为慢 S 波到时, 图中两短线之间的时间长度为 0.01 s; ③为两水平方向的波形经旋转至快 S 波方向的地震图, 两竖线代表快、慢 S 波到时; 图①、③将振幅值进行归一化处理。

图 3 S 波分裂分析图例

2 结果以及讨论

使用 1 个固定台站 (JZG) 及 6 个流动台站 (L5110、L5111、L5112、L5113、L6201、L6202) 截至 2018 年 6 月 30 日记录到的大量余震事件中筛选出 S 波信噪比高且到时清晰的地震事件测定 S 波分裂参数, 并利用偏振图分析法对每条结果进行验证, 排除不合适事件, 为保证 S 波分裂参数计算的可靠性, 最后 6 个台站得到 5 条以上 S 波分裂结果。

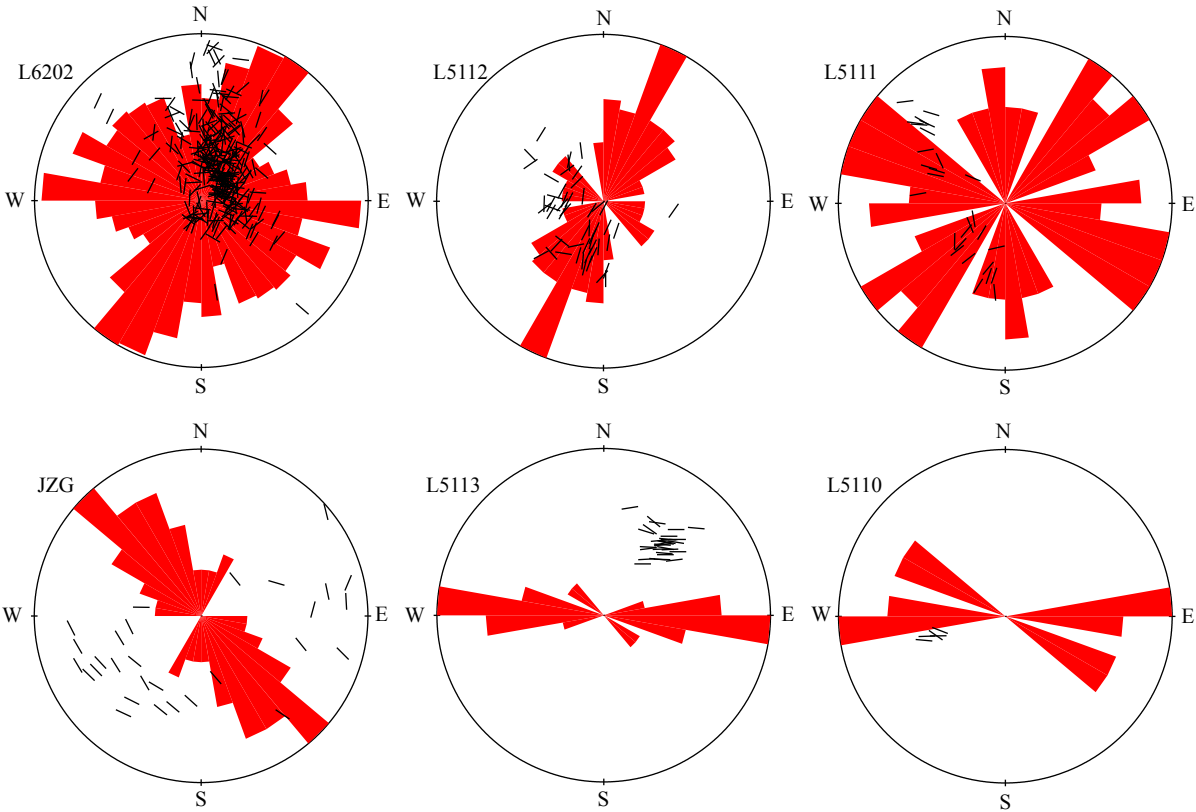
L6201 台距余震区较远, 无有效的 S 波分裂结果, L6202 台 S 波分裂结果最多, 为 336 条, L5112 台 S 波分裂结果为 53 条, JZG 台 S 波分裂结果为 47 条, L5113 台 S 波分裂结果为 31 条, L5111 台 S 波分裂结果为 28 条, L5110 台 S 波分裂结果仅为 5 条。表 1 列出了各台站的 S 波分裂参数结果, 包括快波偏振方向和归一化的慢波延迟时间。由于事件选取和 S 波分裂参数的计算方法不同, 杨溢等^[22]得到的有效分裂事件更多, 但是研究结果与其基本相符。

表 1 6 个台站的 S 波分裂结果

台站代码		有效记录条数	优势偏振方向/ (°)	快S波偏振方向标准差/ (°)	慢S波延迟时间平均/ (ms·km ⁻¹)	慢S波延迟时间标准差/ (ms·km ⁻¹)
1	L6202	336	—	—	4.1	1.8
2	L5111	28	—	—	2.5	1.1
3	L5112	53	28	17	5.0	2.1
4	L5113	31	94	11	3.8	1.3
5	JZG	47	129	38	2.3	2.8
6	L5110	5	102	14	1.2	0.1

6 个台站快波偏振方向以及位于台站 “S 波窗” 内的地震方位分布见图 4。其中, 4 个台站有 1 个明显的快波偏振优势方向, L6202 台有 2 个快波

偏振优势方向, L5111 台未表现出明显的快波偏振优势方向; 位于余震密集区内有 3 个台站 (L6202、L5111、L5112), L6202 台快波偏振优势方向为 NNE



注: 短线表示用于计算快 S 波偏振方向的地震事件相对于台站的位置
图 4 6 个台站的快 S 波偏振方向等面积投影玫瑰图

向、近 EW 向, L5112 台的快波偏振优势方向只有一个为 NNE 向, 而 L5111 台没有明显的快波偏振优势方向; 位于余震密集区南侧的 L5113 台和东南侧的 L5110 台的快波偏振优势方向均为近 EW 向; 位于余震密集区东侧较远位置的 JZG 台仅有一个快波偏振优势方向即 NW 向。

慢波延迟时间除受到地震波传播路径中地壳介质的各向异性程度影响外, 还受其在地壳中传播距离的影响。因此, 为了消除由于地震波传播距离而产生的影响, 采用归一化的处理方法计算出单位距离的慢波延迟时间, 即以 ms/km 来表示每千米的时间延迟大小。通过归一化处理后的延迟时间结果表明, 6 个台站的延迟值均大于 1.0 ms/km, 最大是 L5112 台, 为 5.0 ms/km。

2.1 快波偏振方向的空间分布特征及随时间的变化

快波偏振优势方向与地壳介质中定向排列的微裂隙的走向一致, 能够反映出当地主压应力的方向^[28]。九寨沟地震发生在 NS 走向、逆冲为主的岷江断裂, 近 NW 向、左旋走滑为主的塔藏断裂和 NNW 走向、左旋走滑为主的虎牙断裂的交汇地带^[29]。将 6 个台站的快波偏振方向分布于构造背景中, 呈现出空间分布特征(图 5), 并选取 S 波分裂结果在 50 条以上的 L6202、L5112 台以及跨越主震前后的 JZG 台, 分析其快波偏振优势方向随时间的变化特征(图 6)。位于余震密集区内的 3 个台站 L6202、L5112 和 L5111 中, L5112 台快波偏振优势方向突出为 NNE 向, 与其靠近的岷江断裂的走向大致相同; L6202 台有 2 个突出的优势偏振方向, 近 EW 向和 NNE 向; L5111 台没有明显的优势偏振方向, 但从

图 4 清楚地看出, 位于该台站第 3 象限地震的偏振优势方向为 NNE 向, 第 4 象限的地震优势偏振方向为 NNW 向, 这些表明 L6202 台和 L5111 台的快波偏振受到区域主压应力场和断层的共同影响。JZG、L5110、L5113 台是位于余震密集区外的 3 个台站, 位于余震密集区东侧的 JZG 台快波偏振优势方向为 NW 向, 该方向与塔藏断裂的走向一致; L5113、L5110 台其快波偏振优势方向为近 EW 向, 该方向与区域主压应力方向一致, 体现出受区域应力场控制各向异性的特征。除 L5111 台无明显的快波优势偏振方向以外, 其余 5 个台站的快波偏振优势方向与杨溢等^[22]的研究结果基本一致。

L6202 台和 L5112 台位于余震密集分布区域内, 更加靠近发震断层, L5112 台快波偏振优势方向突出为 28° , 而 L6202 台有 2 个快波偏振优势方向, 分别为近 EW 向和 NNE 向。图 6 给出了 L6202、L5112 台站快波偏振方向随时间的变化, 明显观测到快波偏振方向在主震发生后的一个月内呈现出较凌乱状态。为了进一步分析 L6202 台快波偏振方向随时间的变化, 绘制了分时段等面积玫瑰图(图 7), 2017 年 8 月 12 日至 9 月 7 日快波优势偏振方向为近 EW 向, 而 2017 年 9 月 8 日—2018 年 6 月 7 日时间段内快波偏振方向变为 NNE, 由于主震及余震的发生导致应力的释放和调整, 该台站的快波偏振优势方向逐渐调整为 NNE 向, 在主震后的 30 天前趋于集中并与岷江断裂的走向一致。杨溢等^[22]也在主震后的第 27 天左右观测到 L6202 台的快波偏振方向发生变化, 与本文的 L6202 台的结果一致。L5112 台的快波偏振优势方向仅为 NNE 向而无 EW 向, 这可能反映了九寨沟地震孕育过程中应力在发震断层积累同时受控于发震断层, 导致断层东部的应力积累效应小于西部^[22]。从图 6 还是能够看出 L5112 台的快波偏振方向在地震发生初期稍显离散, 但随着时间的推移很快又趋于集中。

2.2 慢波延迟时间变化特征

慢波延迟时间不仅对地壳中的微裂隙密度, 还对其几何形态都较为敏感, 所以它能一定程度地反映出地壳介质中应力分布特征^[24, 30]。根据统计结果(表 1), 位于余震密集区的 L6202、L5112 两个台站慢波延迟时间平均值为 4.1 ms/km、5.0 ms/km, L5111 台慢波延迟时间平均值为 2.5 ms/km, 其余 3 个台站 L5113、JZG、L5110 的慢波延迟时间平均值分别是 3.8 ms/km、2.3 ms/km 和 1.2 ms/km。从统计结果来看, L6202、L5112 台的慢波延迟时间的平

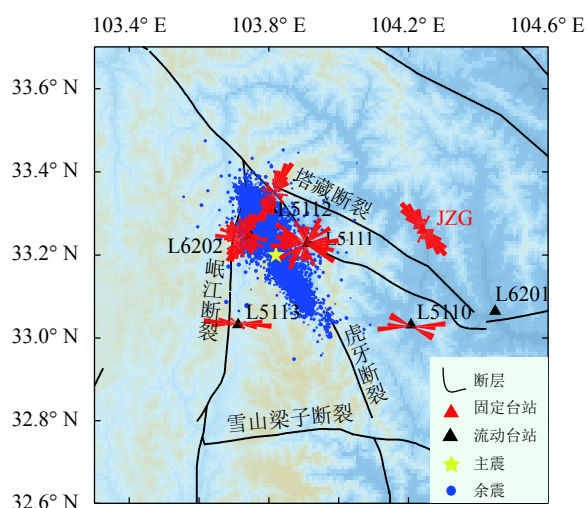
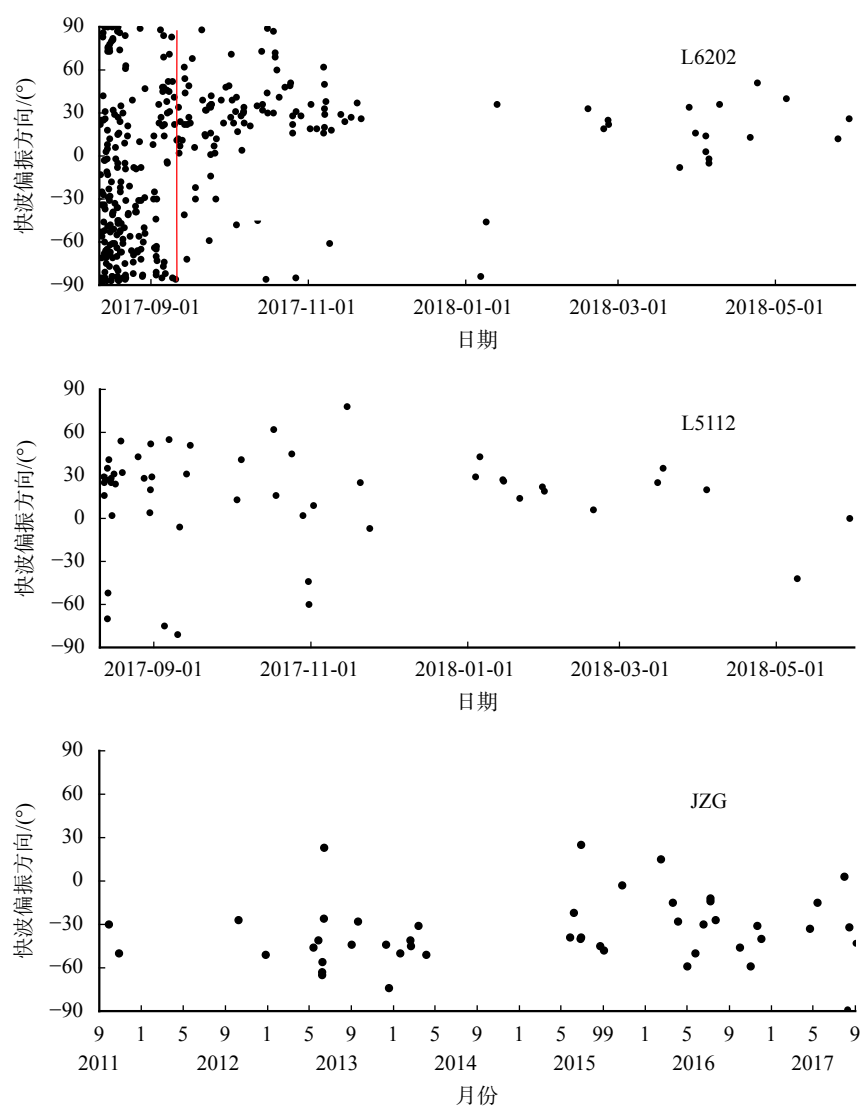


图 5 余震分布及 6 个台站的快波偏振方向等面积投影玫瑰图空间展布



注: 红色线段处为主震后 1 个月

图 6 台站 L6202、L5112、JZG 快波偏振方向随时间的变化

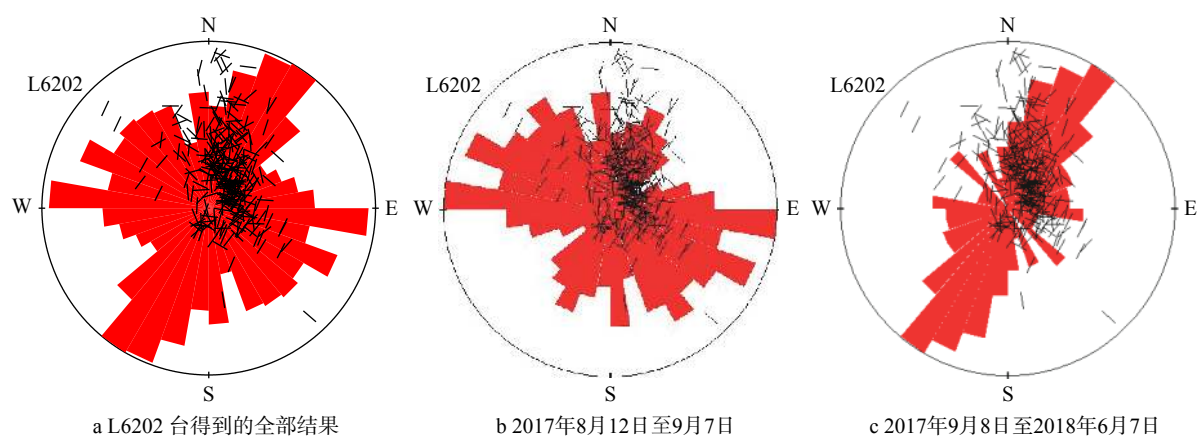


图 7 L6202 台快波偏振方向分时间段等面积投影玫瑰图

均值明显大于远离余震区的 JZG 台和 L5110 台。由于慢波延迟时间能反映区域应力的变化特征,从而反映出不同区域应力积累的强弱,这与杨溢等^[22]

观测到的慢波延迟时间结论相同。

选取慢波延迟时间结果在 50 条以上的 L6202、L5112 台以及所选地震数据跨越主震前后的 JZG 台

进行分析。从图 8 中可以看出, 位于余震密集区的 L6202、L5112 台的归一化慢波延迟时间在主震发生后的一段时间里相对较大, 最大值达到 11.1 ms/km 和 12.3 ms/km, 随着时间的推移余震不断发生, 应力得到释放和调整, 其值逐步减小并稳定在 6.0 ms/km 左右; JZG 台是震区附近跨越主震的固定台, 根据

记录到的地震波形数据, 计算 S 波分裂参数共得到 47 条结果, 但是主震后的 S 波分裂参数有效结果仅为 3 条, 其慢波延迟时间随时间并无明显变化, 其值基本在 4.0 ms/km 以下, 表明由于距震源区较远, 受九寨沟地震应力积累和调整作用影响较小。

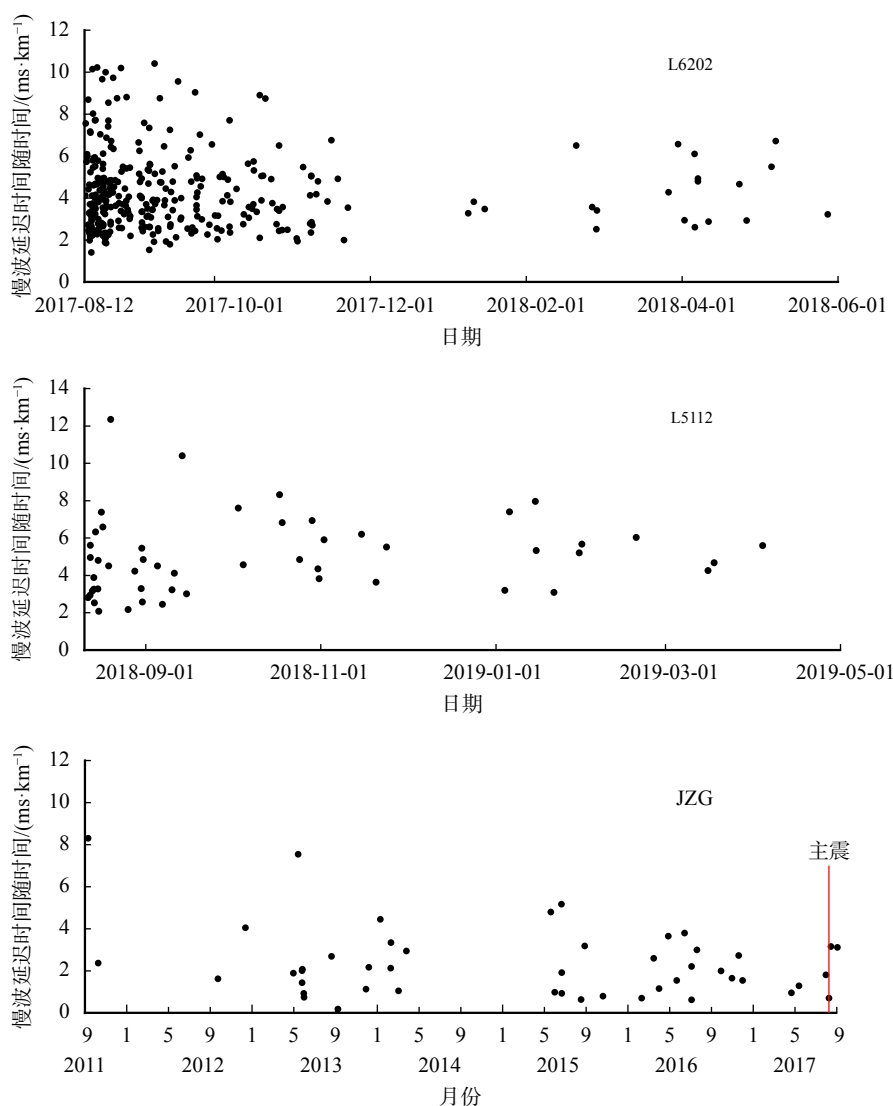


图 8 台站 L6202、L5112、JZG 慢波延迟时间随时间的变化

3 结论

本文利用九寨沟地震震源区的 1 个固定台 (JZG 台) 和 6 个流动台站记录的地震波形数据, 采用质点运动判别法与偏振分析法相结合计算 S 波分裂参数, 最终得到 6 个台站的 S 波分裂参数结果大于 5 条。该结果反映了震源区 S 波分裂的时空变化特征, 得到以下结论。

1) 位于余震密集区内的 3 个台站 L6202、

L5112 和 L5111, 在 L6202 台观测到快波偏振优势方向发生了明显的变化, 主震后短时段内观测到快波偏振方向出现紊乱现象, 1 个月后趋于平稳; 主震后 1 个月内的快波偏振优势方向为近 EW 向, 而 2017 年 9 月 8 日至 2018 年 6 月 7 日时间段内快波偏振优势方向变为 NNE。这表明了主震后震源区的应力发生了紊乱, 随着余震的不断发生应力快速恢复到稳定状态, 这一现象在 L5112 和 L5111 台没有观测到。

2)快波偏振优势方向出现了明显的空间变化,JZG、L5110、L5113 台是位于余震密集区外的 3 个台站。位于余震密集区东侧的 JZG 台快波偏振优势方向为 NW 向,与塔藏断裂的走向一致,体现出受断裂结构控制各向异性的特征;位于余震密集区南侧和东南侧的台站 L5113、L5110,其快波偏振优势方向为近 EW 向,与区域主压应力方向一致,体现出受区域应力场控制各向异性的特征。

3)位于余震密集区的 L6202、L5112 两个台站慢波延迟时间平均值为 4.1ms/km、5.0 ms/km, L5111 台慢波延迟时间平均值为 2.5 ms/km,其余 3 个台站 L5113、JZG、L5110 的慢波延迟时间平均值分别是

3.8 ms/km、2.3 ms/km 和 1.2 ms/km。L6202、L5112 的慢波延迟时间的平均值明显大于远离余震区的 JZG 台和 L5110 台,由于慢波延迟时间能反映区域应力的变化特征,这也反映出不同区域应力积累的强弱。

致谢 甘肃省地震局、四川省地震局参与地震流动应急观测成员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;四川省地震局陈天长研究员和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:

- [1] Crampin S, Atkinson B K. Microcracks in the Earth's crust[J]. *First Break*, 1985, 3(3): 16-20.
- [2] 张永久,高原,石玉涛,等.四川区域地震台网的剪切波分裂研究[J].*地震学报*, 2008, 30(2): 123-134.
- [3] 常利军,丁志峰,王椿镛.2010 年玉树 7.1 级地震震源区横波分裂的变化特征[J].*地球物理学报*, 2010, 53(11): 2613-2619.
- [4] 高原,郑斯华,王培德.海南省东方地区 1992 年小震群剪切波分裂研究[J].*地球物理学报*, 1996, 39(2): 221-232.
- [5] 丁志峰,武岩,王辉,等.2008 年汶川地震震源区横波分裂的变化特征[J].*中国科学 D 辑: 地球科学*, 2008, 38(12): 1600-1604.
- [6] 石玉涛,高原,张永久,等.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[J].*地球物理学报*, 2013, 56(2): 481-494.
- [7] 太龄雪,高原,刘庚,等.利用中国地震科学台阵研究青藏高原东南缘地壳各向异性: 第一期观测资料的剪切波分裂特征[J].*地球物理学报*, 2015, 58(11): 4079-4091.
- [8] 刘莎,吴朋,杨建思,等.2012 年 6 月 24 日宁蒗-盐源 $M_{\text{S}}5.7$ 地震的剪切波分裂探讨[J].*地震学报*, 2015, 37(5): 787-795.
- [9] 吴朋,陈天长,赵翠萍,等.2013 年芦山 $M_{\text{S}}7.0$ 地震序列 S 波分裂特征[J].*地震学报*, 2016, 38(5): 703-718.
- [10] 周荣军,蒲晓虹,何玉林,等.四川岷江断裂带北段的新活动、岷山断块的隆起及其与地震活动的关系[J].*地震地质*, 2000, 22(3): 285-294.
- [11] 陈长云,任金卫,孟国杰,等.巴颜喀拉块体北东地区现今水平运动与变形[J].*地震*, 2012, 32(4): 73-82.
- [12] 赵小麟,邓起东,陈社发.岷山隆起的构造地貌学研究[J].*地震地质*, 1994, 16(4): 429-439.
- [13] 闻学泽,杜方,张培震,等.巴颜喀拉块体北和东边界大地震序列的关联性与 2008 年汶川地震[J].*地球物理学报*, 2011, 54(3): 706-716.
- [14] 杨宜海.用地震震源机制和各向异性研究青藏高原东缘动力学特征[D].成都:成都理工大学,2017.
- [15] 魏娅玲,蔡一川.四川地区地震震源机制解及震源深度特征——以中等强度地震为例[J].*地震工程学报*, 2018, 40(S1): 6-17.
- [16] 庞亚瑾,程惠红,张怀,等.巴颜喀拉块体东缘形变及九寨沟地震孕震环境数值分析[J].*地球物理学报*, 2017, 60(10): 4046-4055.
- [17] USGS.M6.5-36kmWSWofYongle,China[EB/OL].(2017-08-08)[2018-02-12].<https://earthquake.usgs.gov/earthquakes/eventpage/us2000a5x1/executive>.
- [18] 易桂喜,龙锋,梁明剑,等.2017 年 8 月 8 日九寨沟 $M7.0$ 地震及余震震源机制解与发震构造分析[J].*地球物理学报*, 2017, 60(10): 4083-4097.
- [19] 任俊杰,徐锡伟,张世民,等.东昆仑断裂带东端的构造转换与 2017 年九寨沟 $M_{\text{S}}7.0$ 地震孕震机制[J].*地球物理学报*, 2017, 60(10): 4027-4045.
- [20] 房立华,吴建平,苏金蓉,等.四川九寨沟 $M_{\text{S}}7.0$ 地震主震及其余震序列精定位[J].*科学通报*, 2018, 63(7): 649-662.
- [21] 杨宜海,范军,花茜,等.近震全波形反演 2017 年九寨沟 $M7.0$ 地震序列震源机制解[J].*地球物理学报*, 2017, 60(10): 4098-4104.
- [22] 杨溢,常利军.2017 年九寨沟 $M_{\text{S}}7.0$ 地震震源区横波分裂变化特征[J].*地球物理学报*, 2018, 61(5): 2088-2098.
- [23] 刘莎,梁锋,郑钰,等.利用剪切波分裂研究四川九寨沟 $M_{\text{S}}7.0$ 地震震源区的地壳应力场[J].*地震学报*, 2019, 41(1): 46-56.
- [24] Crampin S. A review of wave motion in anisotropic and cracked elastic-media[J]. *Wave Motion*, 1981, 3(4): 343-391.
- [25] Booth D C, Crampin S, Evans R, et al. Shear-wave polarizations near the North Anatolian Fault—I. Evidence for anisotropy-induced shear-wave splitting[J]. *Geophysical Journal International*, 1985, 83(1): 61-73.
- [26] 赵珠,张润生.四川地区地壳上地幔速度结构的初步研究[J].*地震学报*, 1987, 9(2): 154-166.
- [27] MacBeth C. S 波分裂研究中几种算法的比较[J].梁慧云,译. *地球物理学进展*, 1992, 7(4): 75-82.
- [28] 高原,郑斯华,周惠兰.唐山地区快剪切波偏振图像及其变化[J].*地球物理报*, 1999, 42(2): 228-232.
- [29] 徐锡伟,陈桂华,王启欣,等.九寨沟地震震断层属性及青藏高原东南缘现今应变状态讨论[J].*地球物理学报*, 2017, 60(10): 4018-4026.
- [30] Booth D C, Crampin S, Lovell J H, et al. Temporal changes in shear wave splitting during an earthquake swarm in Arkansas[J]. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 1990, 95(B7): 11151-11164.

Characteristic of S-wave Splitting of the 2017 Jiuzhaigou $M_s7.0$ Earthquake Sequence

HUANG Chunmei, WU Peng*, SU Jinrong, WANG Yuhang, WEI Yaling, LI Dahu, YAN Lijun

(Sichuan Earthquake Agency, Chengdu 610041, China)

Abstract: This paper combination aspect ratio method and the polarization analysis method to measure the S-wave splitting parameters of $M_s7.0$ earthquake sequence occurred in Jiuzhaigou area, Sichuan Province: polarization direction of fast S-wave and the delay time of slow S-wave of the earthquake sequence. Finally, we got the S-waves splitting results at 6 stations, the results show: there are two dominant polarization directions (NNE and EW) of fast S-wave at stations L6202 in dense aftershock area. One month after the main-shock, with the stress release caused by aftershocks, the dominant polarization directions of fast S-waves at station L6202 adjusted from EW to NNE. Due to the complex geological structure of the area and the stress adjustment after the main shock, there is no obviously dominant polarization direction of fast shear waves at station L5111. The dominant polarization direction of fast S-waves is in NNE at station L5112, which is consistent with the strike of Minjiang fault. The dominant polarization direction of the fast S-waves is in NNE at station JZG, located in the eastern of the aftershocks dense area, which is consistent with the strike of Tazang fault. The dominant polarization directions of the fast S-waves are approximate EW, in agreement with the direction of the regional principal compressive stress, at stations L5110 and L5113 located in the southern of the aftershocks dense area. Furthermore, the time delay of slow S-wave is in the range of 1.2~5.0 ms/km. The time delay of slow S-wave at stations L6202 and L5112 is obviously more than at stations JZG, L5110, suggesting the stress accumulation in the dense aftershocks area is stronger than other area.

Key words: S-wave splitting; polarization direction of fast S-wave; time delay of slow S-wave

(上接第 28 页)

Characteristics of Ambient Seismic Noise from Broadband Seismic Array in Western Hubei Region

REN Fengru, XIE Jinyun, YANG Xiaozhou

(Hubei Key Laboratory for Multiscale Imaging of the Earth's Interior, Institute of Geophysics and Geomatics, China University of Geosciences (Wuhan), Wuhan 430074, China)

Abstract: Based on the three-component ambient noise data recorded by broadband seismic stations during different time in Western Hubei, the noise cross-correlation functions between stations are calculated and stacked. The slowness spectra of Rayleigh wave and Love wave are obtained by beamforming analysis method to study the temporal and spatial distribution of ambient noise sources in Western Hubei. The results show that in the 5~10 s period of the second microseismic zone, the ambient noise originates from the South Pacific Ocean and has no seasonal variation. In the 10~20 s period of the first microseismic zone, the slowness spectra shows obvious energy loop distribution, indicating that the sources of ambient noise distribute in many directions. In the longer period range of 20~40 s, there are also obvious energy loops in the slowness spectra, and the generation mechanism is likely to be similar to the mechanism of infragravity waves proposed for longer periods. In different periods, the ambient noise sources have different distributions, but there are obvious energy loops in the period of 10~40 s, which indicates that there are noise sources distributed in all directions. Therefore, the calculation of cross-correlations in the period of 10~40 s by using continuous ambient noise records in different time satisfies the theoretical premise of ambient noise surface wave tomography.

Key words: ambient seismic noise source; beamforming; broadband seismic station in western Hubei region; cross-correlation functions