

腾冲地区中小震群横波分裂到时差变化研究

郑毅权 雷军[†]

北京大学地球与空间科学学院, 北京 100871; [†] 通信作者, E-mail: leij@pku.edu.cn

摘要 基于云南腾冲强震区8个台站观测得到的260条地方震横波分裂数据, 分析快慢横波到时差在时间和空间上的分布特征。结果表明, 横波到时差的变化与观测时窗内3个中小震群的震级有关联, 多个台站的横波到时差随各震群中的较大地震同步变化, 这些横波到时差数据携带了震群发生过程中应力场变化的信息, 前提是各震群中地震发生的空间位置集中, 排除了地震射线传播路径长度和空间方位的差异对横波到时差的影响。与以往大多数情况不同, 3个震群的震级较小, 最大震级在M3.2至M5.2之间, 同时震群的震源距普遍大于30 km, 最大达到70 km左右, 实现通过较远中小震群横波到时差获取震群发生过程中应力变化信息的目标, 对更广泛地利用远距离小震监测区域应力变化有积极意义。

关键词 横波分裂; 震群; 各向异性; 应力场; 腾冲地区

Change in Delay Time of S-Wave Splitting during Moderate and Small Earthquake Swarms in Tengchong Area

ZHENG Yiquan, LEI Jun[†]

School of Earth and Space Sciences, Peking University, Beijing 100871; [†] Corresponding author, E-mail: leij@pku.edu.cn

Abstract The spatio-temporal distribution of delay time of S-wave splitting is analyzed based on 260 shear wave time-delay data from local earthquakes in Tengchong area, Yunnan Province. The result shows that the changes in delay time of S-wave splitting are related to the magnitude of three moderate and small earthquake swarms, and delay time of S-wave splitting changes synchronously with the occurrence of the main shock and larger aftershocks in the earthquake swarm which carries the information of stress change during the earthquake swarm, provided that the locations of all earthquakes in the same earthquake swarm are concentrated, thus excluding the influence of differences in propagation path length and spatial azimuth of seismic ray path on delay time of S-wave splitting. Different from most cases in the past, the magnitude of the earthquake swarm in this work is relatively small, with the maximum magnitude ranging from M3.2 to M5.2. At the same time, the distances between the earthquake swarms and the stations are relatively large, generally greater than 30 km, and the largest reaches about 70 km. The information of stress changes during moderate and small earthquakes has been obtained by analyzing delay time of S-wave splitting from distant stations, which has great implications for the wider use of distant small earthquakes to monitor regional stress changes.

Key words S-wave splitting; earthquake swarm; anisotropy; stress field; Tengchong area

近40年, 地震各向异性理论及横波分裂观测研究成为获取地球内部应力参数的新途径^[1-3]。横波在进入各向异性介质时, 会分裂为传播速度不同, 偏振方向不再完全正交的快横波和慢横波。在脆性地壳介质中, 快横波偏振方向沿介质中裂隙优势方

向(区域最大主压应力方向)排列, 快慢横波到时差随介质各向异性强度(与差应力大小相关)及传播路径长度变化^[4-5]。通过提取观测记录中的快横波偏振方向及快慢横波到时差, 可以获得介质中最大主压应力方向和差应力值。更重要的是, 横波分裂具

有快速响应应力场变化的特征^[6-8], 可用于监测地震发生过程中应力场随时间的变化^[9]。

近震横波分裂通常与台站下方区域的应力场以及介质各向异性特征直接相关^[10-11], 快慢横波到时差的变化能够反映区域应力在较强地震发生前后的差异^[12-15], 震群的横波分裂变化特征能够更加详细地呈现地震发生过程中应力场的动态变化信息。研究较强地震及其余震的横波分裂参数变化, 是揭示震源区应力变化的有效手段^[16-19]。对于震级更小的震群, 其横波分裂变化特征同样具有特别的研究价值^[8,20-21]。地球物理学家不止一次在震源区观测到小震群活动过程中快慢横波到时差的变化^[22-26], 这些观测多在震源附近 10 km 范围内进行。在小震群的孕育和发生过程中, 震源区应力场的动态变化对震源区上地壳各向异性也有显著的影响^[26]。分析小震群的横波分裂特征是获取地震前兆活动特征的有效途径, 很有可能成为研究大地震前兆的良好指南^[20]。

从理论上讲, 地震记录中直接测量到的快慢横波到时差是地震波从震源到观测台站传播路径上介质各向异性的累积效应。因此, 不仅可以利用横波观测台站下方应力及其介质各向异性特征的变化, 也能观测地震波传播路径的起点(震源区)附近介质中的应力及其变化。在某些条件下, 甚至可能在较大震源距处利用小震来获得地震发生过程中介质的应力场信息。

本文基于在腾冲强震区观测得到的震级较小且震源距较大的震群的横波分裂数据, 通过分析快慢横波到时差在主震和较大余震发生过程中的变化, 实现利用震群横波到时差获取远距离中小地震发生过程中应力变化信息的目标。

1 观测数据及横波到时差测量

1.1 研究区地震活动特点

腾冲地区位于云南省西部, 处在印度板块与欧亚板块挤压碰撞区域的东南边缘, 火山广泛发育, 地震活动频繁, 分布高黎贡断裂带、盈江断裂带和龙陵断裂带等多条重要断裂带(图 1)。过去 100 年里, 腾冲及附近地区(98.0—99.5°E, 24.0—26.0°N)发生 11 次 M6 以上强震^[27], 其中 1973 年龙陵地震达 M7.3。该区域地震活动的显著特点是多震型地震频发, 在历史地震中, 震级大于 M5 的震群以主余型(占 53%)和多震型(占 45%)为主, 震级大于 M6 的

震群以多震型为主(占 67%), 小震群的发生频率也比较高^[28-29]。腾冲地区有明显的横波分裂现象, 其快波的偏振方向与区域主压应力场的方向基本上一致^[30-32]。

1.2 横波数据来源

本研究中横波数据来源于中国地震科学探测台阵的探测项目一期在滇西地区(包括腾冲火山区及邻近地区)布设的观测台网中, 编号分别为 53061, 53062, 53063, 53064, 53068, 53080, 53081 和 53085 的 8 个台站(位置分布见图 1), 观测时间段为 2011 年 7 月 16 日至 2013 年 12 月 11 日。本文参考国家地震科学数据中心提供的地震震级和震中定位数据, 其中 M4 以上地震为 M_S 震级, M4 以下地震为 M_L 震级。

1.3 快慢横波到时差测量

在横波传播过程中, 每经过一个各向异性区域, 就会发生一次分裂^[15,35], 是三分量地震记录中的后至震相。同时, 受到纵波尾波及各向异性介质中体波偏振非正交关系的影响, 纵横波在 3 个观测分量上相互干扰^[36-37], 直接影响对横波初至的识别和横波到时差的测量精度。

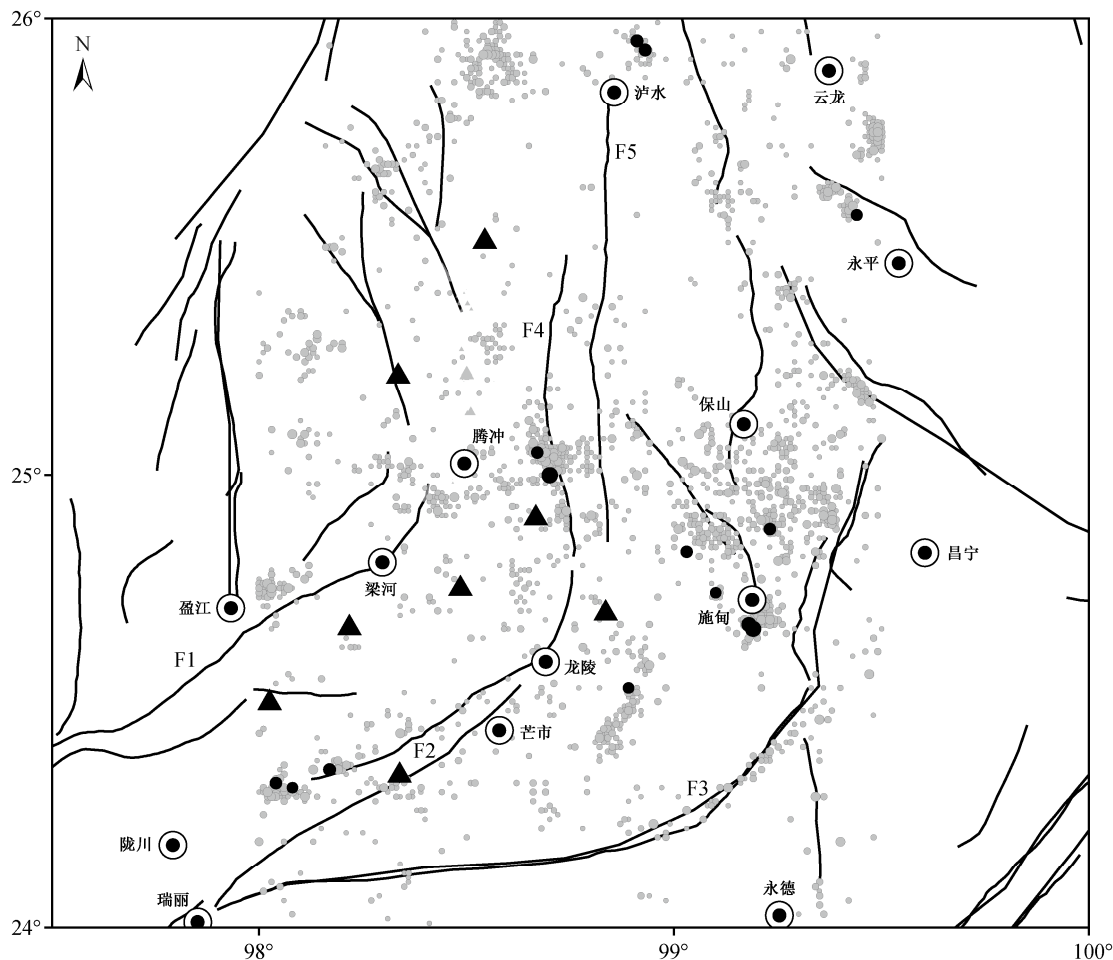
为了减小快慢横波到时差的测量误差, 本研究采用偏振分析法^[38-39]提取横波分裂参数, 同时增加以下对策。

1) 将横波入射角严格限制在 35°横波窗以内。尽管某些观测台站位于第四纪沉积层之上, 但是因缺少各台站下方层厚的详细数据, 不对横波窗进行扩展。

2) 选择高信噪比的地震数据, 只采用清晰可靠的横波初动数据。例如, 图 2 是 53080 台记录的 2013 年 11 月 9 日 1 时 22 分 M1.1 地震和 53064 台记录的 2013 年 12 月 03 日 20 时 32 分 M0.6 地震的波形及横波参数测量结果。测量得到两个地震事件射线的入射角分别为 5.8°和 19.6°, 快波偏振方向分别为 231°和 250°, 快、慢横波到时差分别为 0.11 s 和 0.03 s。

3) 为消除或减少各向异性介质中体波偏振非正交对快慢横波初动测量的干扰, 在横波参数测量过程中, 对三分量记录进行非正交分离^[40]。

本研究运用上述横波参数测量方法和筛选原则, 经多次反复测量, 并逐条舍弃有疑问的数据, 从 8 个观测台站共计 8592 条三分量地震记录中筛选得到 260 个可靠的横波到时差数据(表 1), 同时得到



黑色三角形表示 8 个观测台站, 下同。灰色三角形表示腾冲新生代火山分布^[33]。实心圆点表示观测时段 98.0—99.5°E, 24.0—26.0°N 范围内发生的地震事件, 其中灰色实心圆点代表 M0.1~M2.9, 黑色实心圆点代表 M3.0 及以上, 圆点大小与震级成正比。黑色实线表示活动断裂^[34], 下同。F1: 盈江断裂; F2: 龙陵断裂; F3: 畹町断裂; F4: 高黎贡断裂; F5: 怒江断裂; 下同

图 1 研究区域及观测时段内的地震活动

Fig. 1 Study area and distribution of earthquakes

这些地震事件的纵横波到时差。

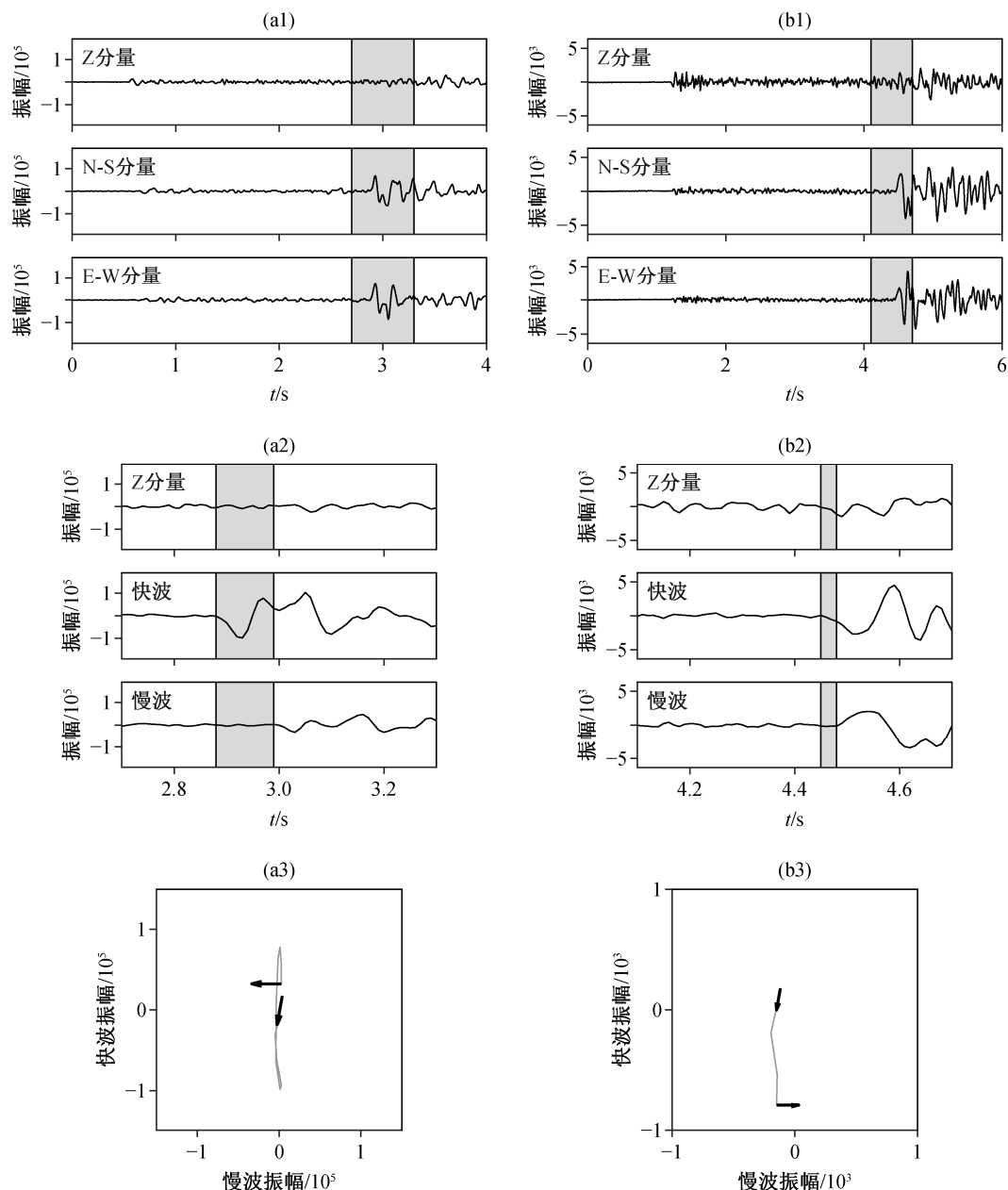
1.4 横波到时差测量误差

横波到时差测量误差主要受环境噪声、横波初动识别的可靠性、数据采样频率和仪器时间服务精度等因素影响。本研究在横波到时差测量中选择高信噪比的地震记录(如图 2 所示), 并将射线入射角严格限制在 35°横波窗以内, 避免横波在地表可能发生的相位偏移对其初动的影响。同时, 对三分量记录进行非正交分离, 减少纵横波之间以及快慢横波之间的相互干扰, 确保快慢横波初动清晰、识别准确以及横波到时差测量结果可靠。有关数据采样频率和仪器时间服务精度的影响, 陈聪等^[15]做过专门讨论, 指出现代国际标准地震仪的时间服务精度远高于绝大多数采样频率下的时间精度要求。具体

来说, 本研究中数据的采样频率为 100 Hz, 时间分辨率为 10 ms。对现代地震仪而言, 在此采样频率下, 时间轴上以 10 ms 为间隔的每一个时间点都是精确可靠的。因此, 在确保横波初动清晰可靠的条件下, 时间的测量误差不会超过 5 ms。

2 震群快慢横波到时差时空分布特点及其成因分析

震群频发, 即震群在一个狭小的空间范围和一个特定的时段内丛集发生, 这是腾冲地震区地震活动的显著特点之一。通过研究震群, 可以提取地震孕育过程中震源区的物理状态信息^[41]。本研究中, 数个观测台站记录到研究区内发生的多个中小震群, 包括 2011 年 8 月 9 日腾冲 M5.2 震群、2012 年 9



(a1)和(b1)分别为 53080 台 2013-11-08 17:22:18 M1.1 地震和 53064 台 2013-12-03 12:32:21 M0.6 地震的三分量波形记录, 阴影区为横波初动; (a2)和(b2)分别为在(a1)和(b1)阴影区内经旋转分离得到的快慢横波波形; (a3)和(b3)分别为在(a2)和(b2)阴影区内横波的质点运动图, 箭头表示快横波和慢横波的起始点

图 2 快慢横波到时差测量实例

Fig. 2 Examples illustrating the measurement of delay time of S-wave splitting

月 11 日施甸 M4.9 震群和 2013 年 6 月 1 日陇川 M3.2 震群这 3 个地震活动相对显著的震群(图 1), 在获得的 260 条有效横波到时差数据中, 有相当一部分来自这 3 个震群。

本研究依据震群在时间和空间中丛集发生的特点, 根据地震的发生时间、纵横波到时差和地震目录中的震中位置, 从所有横波到时差数据中筛选出

来自各震群的数据, 筛选条件如下。

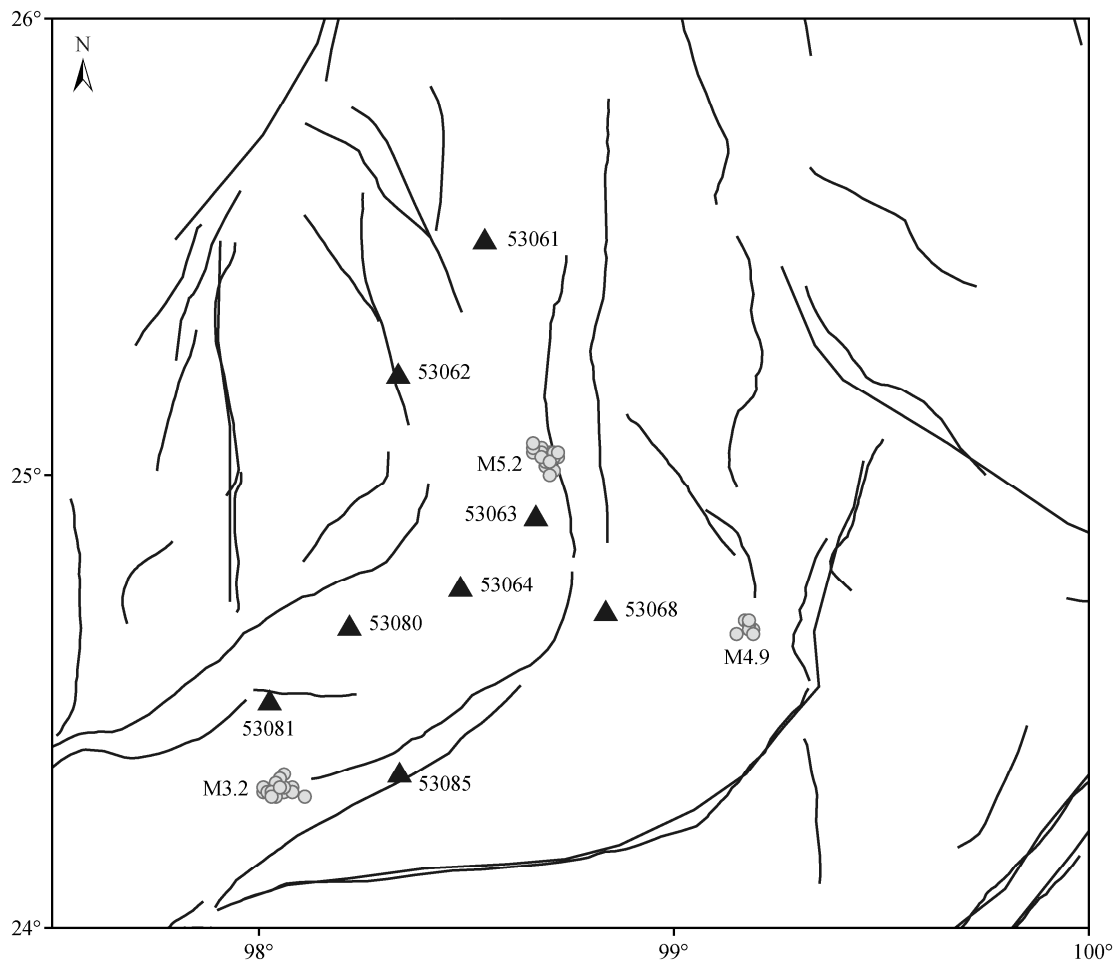
- 1) 震群中地震的发生时间在主震发生前后 1 个月以内。
- 2) 震群中地震的纵横波到时差和主震的纵横波到时差之差在 1 s 以内。
- 3) 震群中地震的震中与主震震中的距离在 10 km 以内。

表 1 观测数据统计
Table 1 Statistics of observed data

台站号	经纬度	事件数	数据量	起始日期	终结日期
53061	98.54°E, 25.51°N	1413	15	2011-07-16	2013-11-01
53062	98.33°E, 25.22°N	1300	40	2011-07-16	2013-11-10
53063	98.67°E, 24.90°N	1145	17	2011-09-06	2013-11-02
53064	98.48°E, 24.75°N	1493	69	2011-07-17	2013-12-11
53068	98.83°E, 24.69°N	1365	23	2011-07-31	2013-10-12
53080	98.22°E, 24.66°N	706	34	2011-09-06	2013-11-13
53081	98.03°E, 24.50°N	447	37	2011-08-18	2013-10-27
53085	98.34°E, 24.34°N	723	25	2011-08-18	2013-09-26
合计		8592	260		

由此，从8个台站的260条横波观测数据中筛选出主震震级分别为M5.2, M4.9和M3.2的3个震群，各自的横波到时差数据分别为46, 16和45条，

图3给出这3个震群数据的空间分布。接下来，我们对各震群横波到时差的时空分布特点及其成因进行分析。



灰色圆点代表从所有横波分裂到时差数据中筛选出的 M5.2 震群、M4.9 震群和 M3.2 震群的空间位置

图 3 主要震群的空间位置分布
Fig. 3 Spatial location of major earthquake swarms

2.1 快慢横波到时差时空分布特征

图 4 显示, 在同一个震群中, 地震事件出现在较短的时段内, 且其快慢横波到时差(dt/s)起伏变化显著。M5.2 震群在 53062 台(图 4(b))和 53064 台(图 4(d))的快慢横波到时差, M4.9 震群在 53064 台(图 4(d))的快慢横波到时差, M4.9 震群在 53063 台(图

4(c))、53064 台(图 4(d))和 53068 台(图 4(e))的快慢横波到时差, 以及 M3.2 震群在 53064 台(图 4(d))、53080 台(图 4(f))、53081 台(图 4(g))和 53085 台(图 4(h))的快慢横波到时差, 均呈现短时起伏变化的特点。

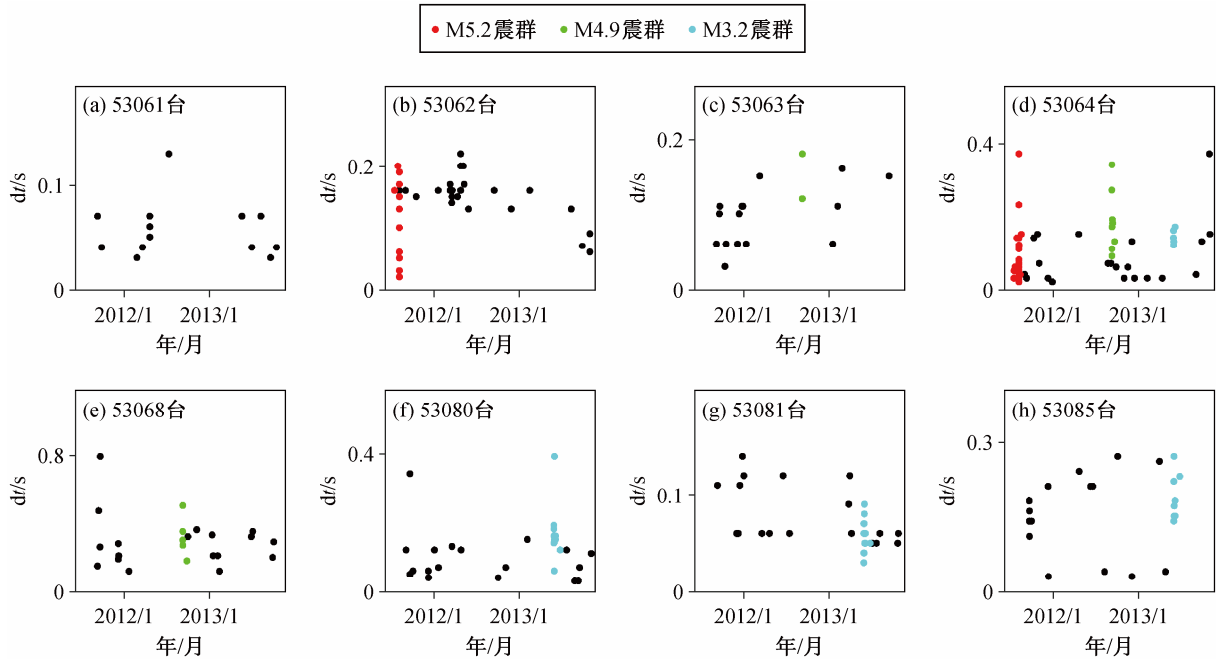


图 4 快慢横波到时差随时间的变化
Fig. 4 Temporal change of delay time of S-wave splitting

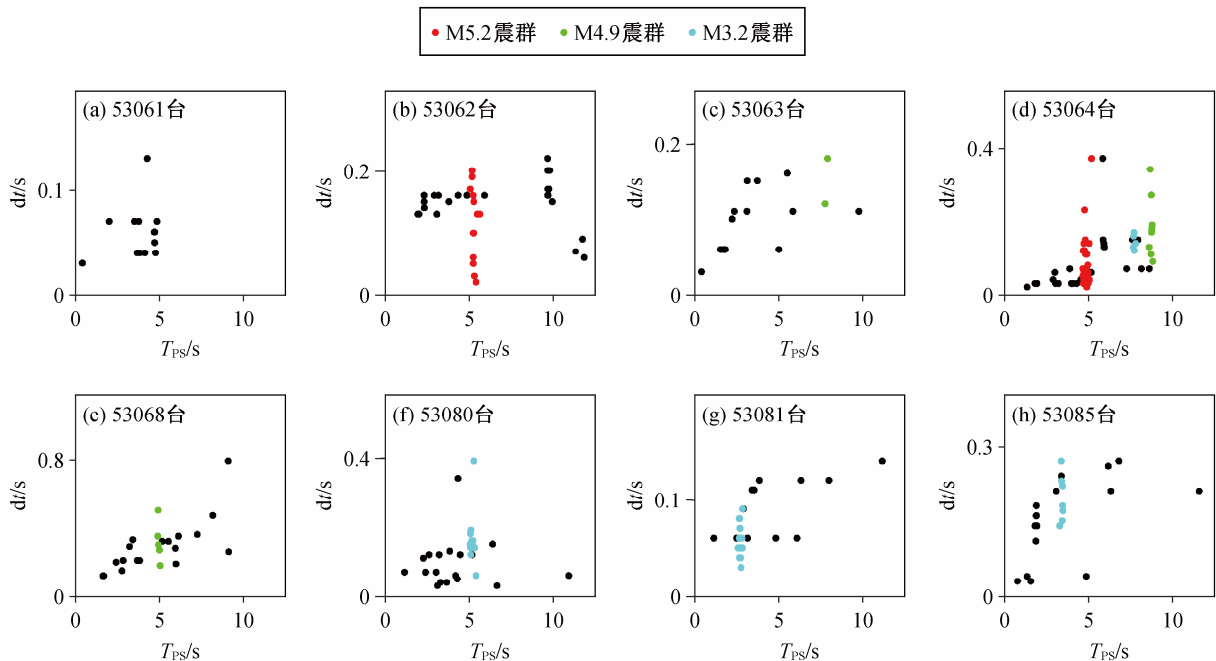


图 5 快慢横波到时差随纵横波到时差的变化
Fig. 5 Variation of the S-wave splitting delay time with S-P differential time

对同一震群地震事件有效横波到时差的观测,各台站的数据量不同,与各震群震级的大小、观测台站到震群的距离以及台站的场地条件有关。同一震群的观测数据越多,其横波到时差短时起伏变化的特征体现得越明显,反之亦然。例如,53068台(图4(e))和53085台(图4(h))均记录到2011年9月24日芒市M3.7震群的部分横波到时差,但数据较少,没有充分体现横波到时差的变化特征,本文不对此进行讨论。

为了分析震群中横波到时差发生较大起伏变化的成因,有必要将上述3个震群的快慢横波到时差 dt 与其纵横波到时差 T_{PS} (震源距)关联起来。图5显示,各震群内地震事件的纵横波到时差接近,绝大多数地震的纵横波到时差与对应主震的纵横波到时差之间的差距在0.5 s以内,表明其传播路径十分相近。由此可见,同一震群中地震事件的横波到时差出现的短时起伏变化不是由地震事件的传播路径差异引起的。

2.2 震群快慢横波到时差变化成因分析

与本文中3个震群横波到时差变化特点类似的,在较短时间窗内集中发生且快慢横波到时差变化显著的地震事件,在其他地区的研究中也有报道。一部分研究将这些横波到时差的短时起伏视为测量离散^[42-43],另一部分研究则用横波在多个各向异性层内发生多次分裂的模型来解释^[15,35,44-45]。横波分裂理论认为,发生在不同方位的地震事件,由于射线方向与地震各向异性对称面的关系不同,某些横波到时差反映的是整个传播路径上介质各向异性的效应,另一些横波到时差只反映部分传播路径上介质各向异性的效应^[46],以至横波到时差不一定随着传播路径长度的增加而增加,也不仅仅因为路径长度相同而相等,而是取决于横波在传播路径上经过的不同各向异性介质层内的分裂情况^[14-15]。

本研究中3个震群中地震事件的空间位置十分接近,快慢横波到时差的短时起伏变化与上述情况不同。相对于距离较远的观测台站,所有震群事件几乎集中于一个点,既不存在射线方位差异,也不存在传播路径差异。同时,由于本研究中所有横波入射角被严格限制在 35° 横波窗以内,也最大限度地减小了观测台站下方介质横向非均匀性的影响。

在三分量地震记录中,横波到时差(dt)与震源到观测台站的传播距离(L)、横波平均速度(V)以及

介质的各向异性强度(ε)均有关系,其关系式^[14]为

$$dt = \frac{L\varepsilon}{V} \quad (1)$$

对于空间位置集中、传播路径相近的地震事件, V 几乎为常数。在此条件下,由式(1)可知, dt 只与 L 和 ε 有关。在横波理论中, ε 值直接反映介质中应力的变化。

3 震群发生过程中应力变化分析

在横波平均速度 V 不变的条件下,根据单位距离内的归一化到时差 $dt_n = \frac{dt}{L}$,可以了解地震发生过程中应力大小的变化:

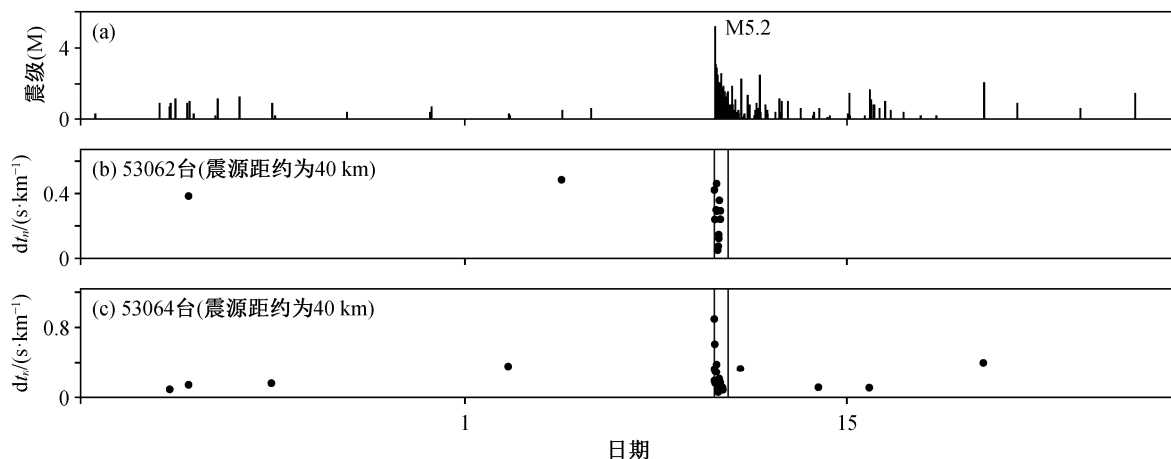
$$\varepsilon = V \frac{dt}{L} = V \cdot dt_n \quad (2)$$

由此,通过把实际观测获得的震群快慢横波归一化到时差 dt_n ,可以了解震群发生过程中应力变化的细节。本文利用纵横波到时差 T_{PS} 与虚波速度 $V_g=8$ km/s估算传播路径长度 L ,并计算横波归一化到时差 dt_n 。

3.1 M5.2震群的快慢横波归一化到时差及其应力

图6(a)中,所有地震事件集中在主震10 km范围内,震级大于M0.1。图6(b)和(c)中,M5.2震群在53062台和53064台的快慢横波归一化到时差变化范围分别为0.0005~0.0048和0.0005~0.0089 s/km。从图6可见,横波归一化到时差与地震震级随时间的变化总体上存在相关性。M5.2主震发生之前,53062台和53064台的快慢横波归一化到时差都呈现增加趋势,与主震发生前震源区应力积累并引起介质各向异性强度增大的趋势同步;M5.2地震发生后,快慢横波归一化到时差则在短时间内出现快速变化(图6(b)和(c)中两条灰色竖直线之间)。

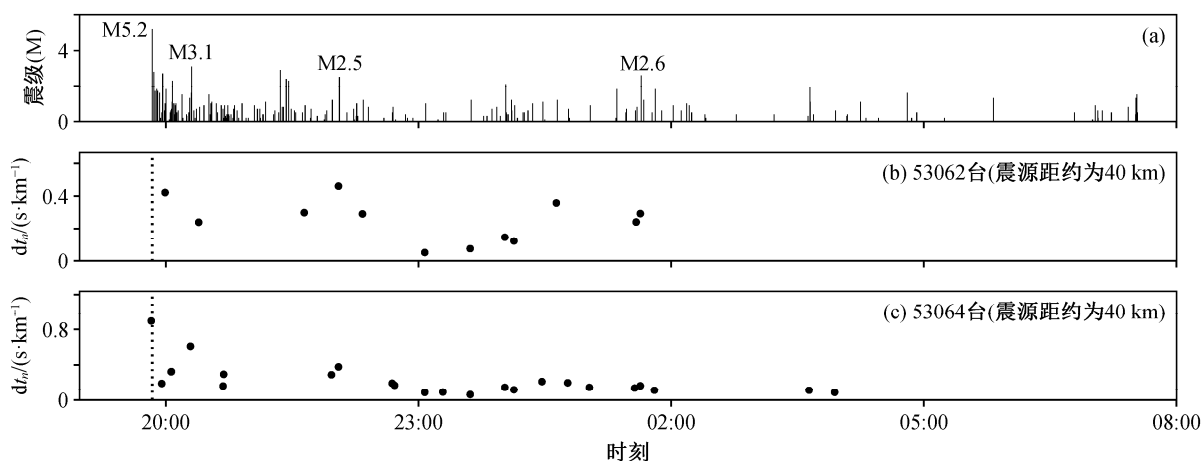
研究显示,震群的余震应力场变化具有快速且复杂的特点^[47-48]。图7为图6(b)和(c)中两条灰色竖直线之间区域放大后的细节。图7(a)显示,该时段有数次较大的余震发生,其中3次较大余震的震级分别为M3.1, M2.5和M2.6。对比图7(b)和(c)可以发现,横波归一化到时差随震群中较大地震的发生而起伏变化,非常清晰地展示余震发生过程中应力的调整和释放过程,避免了采用存在传播路径差异的横波到时差数据进行地震时间过程分析时出现的



(b)和(c)中两条灰色竖直线之间为观测数据最密集的时段,即 2011-08-09 19:00 至 2011-08-10 08:00

图 6 2011-08-09 M5.2 震群快慢横波归一化到时差

Fig. 6 Normalized delay time of S-wave splitting of 2011-08-09 M5.2 earthquake swarm



(b)和(c)中虚线标示震群中 M5.2 主震发生的时刻

图 7 2011-08-09 M5.2 震群快慢横波归一化到时差细节放大

Fig. 7 Details of normalized delay time of S-wave splitting of 2011-08-09 M5.2 earthquake swarm

不确定性^[42]。

具体来看,在 M3.1 余震发生前后,53064 台(图 7(c))快慢横波归一化到时差出现先增大后减小的变化(53062 台此阶段的数据缺失)。在 M2.5 余震发生前后,53062 台和 53064 台快慢横波归一化到时差均出现先增大后减小的变化(图 7(b)和(c))。横波归一化到时差反映的应力变化(式(2))在 M2.5 余震与随后的 M2.6 余震之间更加清楚,在此间约 3.6 小时内,53062 台和 53064 台快慢横波归一化到时差出现相似的变化趋势,分为两个阶段。第一阶段大致在 M2.5 余震后至 23:00,归一化到时差明显下降,处于 M2.5 余震后的应力释放期。第二阶段大致在 23:00 至 M2.6 余震发生之前,归一化到时差的上升

显示应力处于重新积累的阶段。在此过程中还有一个重要的现象:在 M2.6 余震发生前 1 小时,53062 台和 53064 台的横波归一化到时差出现下降趋势。这正好反映地球物理学家确认的应力临震释放现象,体现为横波到时差在地震发生前几分钟到几个月出现下降,并且出现这种下降的提前时间与之后发生的地震的震级直接相关^[49]。

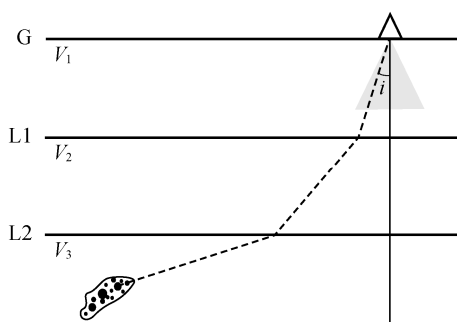
不过,在对本文中其他震群的观测中,没有发现横波归一化到时差出现临震下降的现象。一个可能的原因是,地震发生过程中,地壳介质裂隙参数变化引起的横波到时差的改变存在多样性,横波到时差的临震下降并不总能观测到,在对大同地震的研究中,就观测到在两次 M3.0 地震发生之前快慢

横波到时差出现上升^[7]。另一个可能的原因是,对小地震而言,其应力临震释放的提前时间短,只有在这一时间过程中获得密集的观测数据,才能呈现出这种变化。本研究中其他震群发生期间,观测台站横波到时差的数据量少于本例,从而未能观测到横波到时差的临震下降。

另一个值得注意的问题是,53062台和53064台对M5.2地震的观测距离均达到40 km左右,这个距离已超出一般意义上的观测台站及附近这一局部概念,甚至可能超出M5.2地震自身的孕震区范围(尽管有关地震孕震区尺度的统计结果有所不同^[50-51])。

上述结果说明,利用快慢横波到时差,能够在较远的距离观测地震发生过程中应力场的变化。其重要性表现在,除横波之外,很难利用现有的其他地球物理观测手段从较远的距离直接观测到较小地震前后地球应力场的变化。

之所以能够从横波到时差中直接分辨出较远距离地震震过程中的应力变化,一方面是因为快慢横波到时差是地震波从震源到观测台站的传播路径上逐步累积的结果。地震波从震源出发时,其快慢横波到时差已经携带震源破裂过程中应力场的效应,这部分到时差将在后续传播路径中保留,并包含在全部快慢横波到时差中。另一方面,在分层地壳结构中,从浅部到深部,地震波速度总体上由小变大,使得震中距超过震源深度的较远地震能够以小于横波窗的入射角到达台站(图8),这是台站能够获取较远观测距离地震事件可靠横波到时差数据的重要条件。



三角形为观测台站, G为地表, L1和L2为两个地层分界面, i 为入射角; V_1 , V_2 和 V_3 分别表示从浅部到深部3个地层的地震波速度, $V_1 < V_2 < V_3$; 观测台站下方阴影区表示横波窗的范围, 黑色虚线表示地震射线路径, 黑色实线围成的不规则区域及其中黑色实心圆点表示震群的空间位置

图8 远距离震群地震波传播路径示意图

Fig. 8 Seismic wave path from a long-distant earthquake swarm

对于震中距较小且震源较深的地震,其地震波在观测台站以较小的角度(35° 横波窗以内)出射到地面。但是,本研究中3个震群与各个观测台站的距离普遍较大,依据纵横波到时差 T_{PS} 估算的震源距多数在30 km以上,最大达到70 km。对于这样的远距离地震,其射线能够在横波窗以内入射并不常见。从理论上讲,地震波射线能否以较小的角度入射到某个观测台站,不仅与从震源到观测台站的地震波传播路径上介质的速度结构有关,而且主要取决于观测台站下方地表浅层的地震波速度和地层厚度。当地表浅层的厚度足够大时,速度越低,地震波入射角就可能越小。

本文地震数据主要来自中国地震科学台阵探测项目的一期项目,以流动观测台为主,多数台站下方存在一定厚度的沉积层(如53064台位于山谷内,处于靠近河流和农田的松散沉积层上)。其他观测台站情况各异,其近地表地层的年龄、风化条件和风化程度等均有差异,缺少详尽的纵横波速度和其他地层数据。

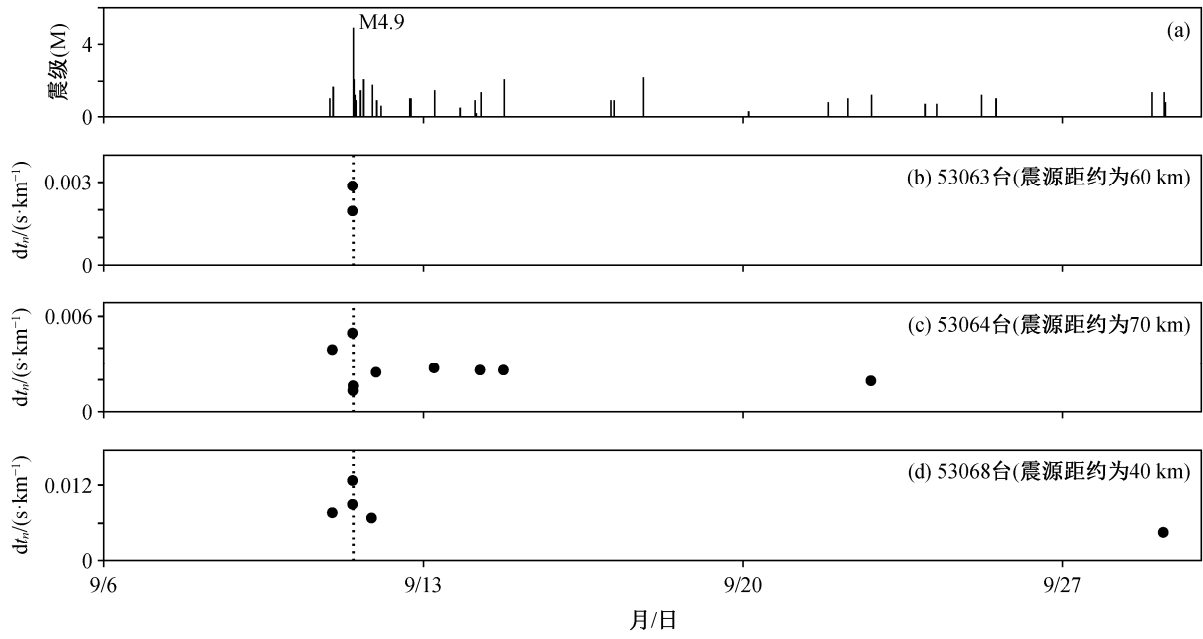
本研究筛选的地震记录均以高信噪比为前提,并通过这些低噪声的原始三分量地震记录,从P波初动直接测量地震波射线的入射角。例如,53064台M4.9震群的震源距约为70 km,其入射角(平均值为 29.5°)均在 35° 横波窗范围内,实测数据反映在该台站下方的速度结构中,震源较远的地震波射线能够以较小的角度入射到台站。对于其他台站,实测得到的射线入射角同样能够可靠地反映台站下方速度结构对地震波的影响。

3.2 其余震群归一化到时差及其应力

对于M4.9和M3.2这两个震级更小的震群,其快慢横波到时差的变化也具有与M5.2震群类似的特点。

如图9所示,在M4.9震群中最大的地震发生前后,横波归一化到时差呈现与发震应力积累或释放相关的时间过程。与M5.2震群相比,M4.9震群与53063台、53064台和53068台的距离更大,分别达到60, 70和40 km左右。

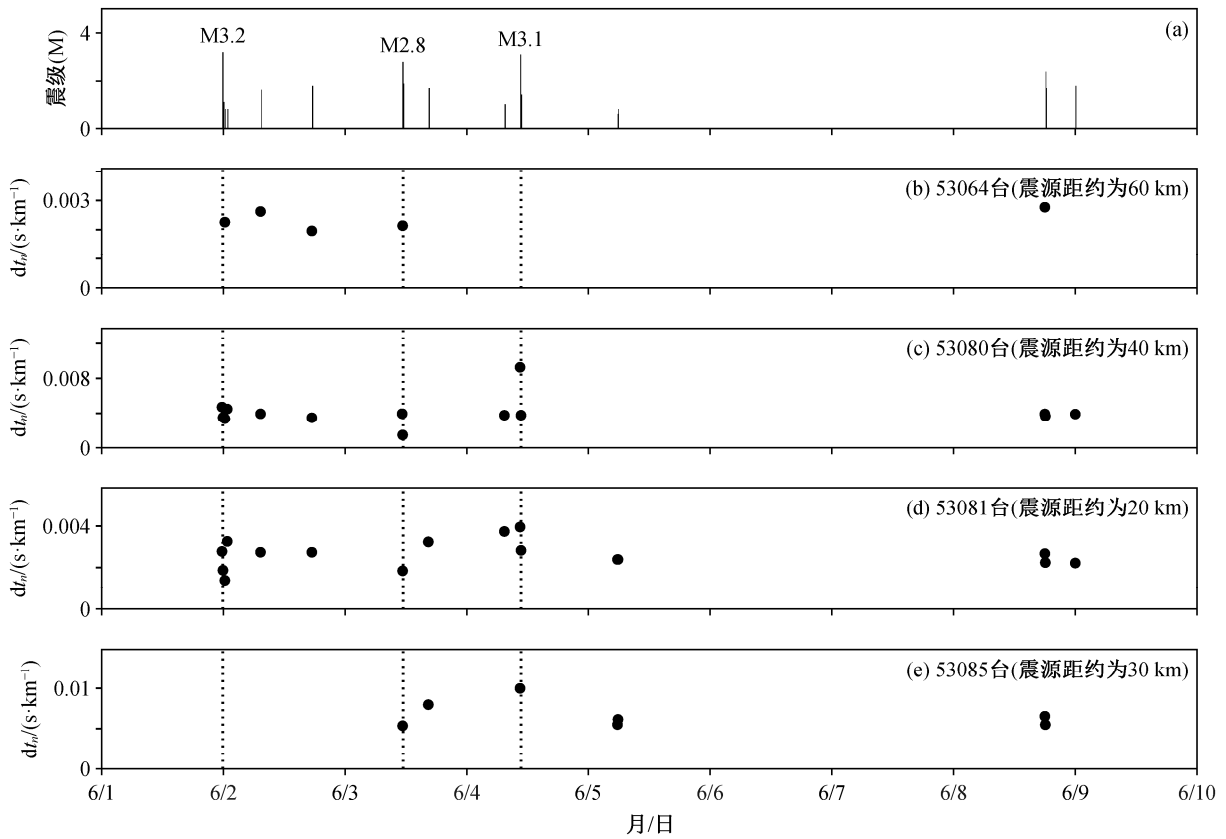
本研究在震群数据筛选过程中,将时间窗口设定为震群中最大地震发生的前后一个月。从震级更小的M3.2震群筛选出的45条震群横波到时差数据中,有42条数据出现的时间在M3.2地震发生之后一星期内,图10显示的这一星期内震群的横波归一化到时差更清晰地展现了其短期变化特点。M3.2



(b)-(d)中虚线标示M4.9主震发生的时间

图 9 2012-09-11 M4.9 震群快慢横波归一化到时差

Fig. 9 Normalized delay time of S-wave splitting of 2012-09-11 M4.9 earthquake swarm



(b)-(e)中虚线标示震群中 3 次较大地震发生的时间

图 10 2013-06-01 M3.2 震群快慢横波归一化到时差

Fig. 10 Normalized delay time of S-wave splitting of 2013-06-01 M3.2 earthquake swarm

震群中,除 M3.2 主震外,还包含一次 M2.8 和一次 M3.1 的较大地震。与 M5.2 震群类似, M3.2 震群横波归一化到时差呈现随震群中较大地震的发生而变化的趋势。与 M5.2 震群最大的不同之处是, M3.2 震群在 4 个台站的横波观测数据量和观测密度更低,每个观测台平均每天不足 3 条,有的只有 1 条或 2 条数据。观测距离有大有小,最大的在 60 km 左右,最小的在 20 km 左右。

影响震群横波记录数量的因素较多,其中震群内地震的震级和观测距离是最直观的影响因素。通常,震级越高观测数据可能越多,距离越近观测数据也可能越多。此外,观测台站和震群所处的构造环境也可能影响观测数据量。如图 3 所示,震群 M5.2 横波到时差观测数据较多的 53062 台和 53064 台,与该震群处于同一个比较完整的构造块体内部,地震波传播路径没有经过周边断裂区域。不过,图 4(c)显示距离 M5.2 震群最近的 53063 台这个时间段的横波记录完全缺失(野外地震观测仪因停电、天气变化或自身故障导致某个时间段内地震记录缺失是很常见的现象)。

在影响台站对震群横波观测数据量的所有因素中,构造和断裂的影响最为复杂。断裂和破碎带会严重地影响地表观测数据的信噪比或清晰度,也会给横波参数测量带来难以克服的困难。就某个具体震群而言,很难简单地预测哪些观测台站会比另一些观测台站具有更多的观测数据。某些台站的观测数据可能明显缺失,从而造成只有极少的横波观测数据可用于震群的分析。

4 结论与讨论

本研究对腾冲地区远离观测台站的 3 个震群的横波到时差短时起伏变化的成因进行详细的分析,结果显示这些变化是震群发生过程中应力调整变化的直接表现。本文研究结果与以往在震源区附近得到的中小震群横波分裂到时差快速变化特点^[22-26]相似,同时突破了以往只有通过大地震发生前后的横波分裂到时差才能观测到较远距离外地震应力动态信息^[12-13,15]的限制,凸显通过震群横波到时差及其变化解析获取较大范围内中小地震应力变化过程的独特优势,具体结论如下。

1) 震群快慢横波到时差分析初步展示了震群发生过程中应力变化的同步图像。腾冲及附近地区发生的 3 个中小震群的快慢横波到时差存在短时间

显著起伏变化,并与震群中较大地震的发生过程同步,直接显示震群发生过程中的应力变化。尤其在 M5.2 震群发生过程中,横波归一化到时差清晰地反映应力在震前逐渐积累、震后逐渐释放以及临震释放的变化过程,说明对于空间位置集中的中小震群,利用横波分裂到时差的变化,能够有效地获取其发生过程中的应力变化信息。

2) 利用震群快慢横波到时差分析,可以实现在孕震区以外对地震应力过程的了解。本研究实现在较远距离外观测中小地震发生过程中的应力变化。本文中 3 个震群均属于中小震群,台站观测距离普遍大于 30 km,最远达到 70 km 左右,不仅超过一般意义上“观测台站及其附近”这一局部概念,甚至也超过这些中小地震自身的孕震范围,这预示着在较远距离外通过小震横波观测获取其发生过程中应力变化信息是可能的,对于台网稀疏地区,横波在小震应力探测方面的应用价值将大大提高。

3) 利用震群快慢横波到时差分析监测复杂构造地区的地震应力变化具有显著优势。腾冲地区构造复杂,断裂众多,地形起伏显著,地震波传播路径上介质非均匀性突出,成为该地区地震研究中不可忽视的问题。在该地区,选取震源位置和发生时间十分接近的震群事件进行地震应力变化研究的优势在于,采用震群数据能够减少复杂构造因素对地震应力变化分析的干扰。另一方面,震群事件发生的时间接近,区域构造因素在震群发生期间发生显著变化并对地震应力变化分析产生干扰的可能性极小,采用震群数据提高了结论的可靠性。

需要说明的是,本研究中所有结果都是通过对单一台站横波分裂到时差的时间变化特征进行解析得到的。为了避免不同台站之间因地形、构造及传播路径差异带来的不利影响,研究过程中对每个观测台站的横波到时差进行了独立的解析,再对从各个观测台站得到的对震群应力的认识进行比较。尽管各个台站的观测数据量存在差异,但所揭示的震群发生过程中应力变化的特征和趋势是一致的,说明本文方法具有在复杂构造区获得震群应力信息的显著优势。

参考文献

- [1] Crampin S. Effective anisotropic elastic constants for wave propagation through cracked solids. *Geophysical Journal International*, 1984, 76(1): 135-145

- [2] Polet J, Kanamori H. Anisotropy beneath California: shear wave splitting measurements using a dense broadband array. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, 2002, 149(2): 313–327
- [3] Crampin S, Chastin S, Gao Y. Shear-wave splitting in a critical crust. *Journal of Applied Geophysics*, 2003, 54(3/4): 265–277
- [4] Crampin S. A review of wave motion in anisotropic and cracked elastic-media. *Wave Motion*, 1981, 3(4): 343–391
- [5] Crampin S, Chastin S. A review of shear wave splitting in the crack-critical crust. *Geophysical Journal International*, 2003, 155(1): 221–240
- [6] Crampin S. Geological and industrial implications of extensive-dilatancy anisotropy. *Nature*, 1987, 328: 491–496
- [7] 姚陈, 王培德, 陆玉美, 等. 对大同地震横波分裂的研究. *华北地震科学*, 1992, 10(3): 12–26
- [8] Crampin S, Zatsepin S. Modelling the compliance of crustal rock — II. Response to temporal changes before earthquakes. *Geophysical Journal International*, 1997, 129(3): 495–506
- [9] Peacock S, Crampin S, Booth D C, et al. Shear wave splitting in the Anza Seismic Gap, southern California: temporal variations as possible precursors. *Journal of Geophysical Research Solid Earth*, 1988, 93(B4): 3339–3356
- [10] 高原, 郑斯华, 孙勇. 唐山地区地壳裂隙各向异性. *地震学报*, 1995, 17(3): 283–293
- [11] 滕吉文, 王光杰, 杨顶辉, 等. 地球各向异性介质中地震波动理论、检测与应用研究. *地学前缘*, 1998, 5(1/2): 84–90
- [12] Crampin S, Booth D C, Evans R, et al. Changes in shear wave splitting at Anza near the time of the North Palm Springs Earthquake. *Journal of Geophysical Research Solid Earth*, 1990, 95(B7): 11197–11212
- [13] Volti T, Crampin S. A four-year study of shear-wave splitting in Iceland: 2. Temporal changes before earthquakes and volcanic eruptions. *Geological Society London Special Publications*, 2003, 212(1): 135–149
- [14] 宋承泽, 雷军. 近场地震快慢横波到时差测量离散辨析和改正. *科学通报*, 2017, 62(28): 3356–3368
- [15] 陈聪, 雷军. 利用横波分裂到时差确定北美夏洛特皇后群岛岩石圈各向异性分层参数. *地球物理学报*, 2019, 62(1): 88–103
- [16] 郑秀芬, 陈朝辉, 张春贺. 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*, 2008, 51(1): 149–157
- [17] 常利军, 丁志峰, 王椿镛. 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*, 2015, 45(2): 161–168
- [18] 吴朋, 陈天长, 赵翠萍, 等. 2013年芦山M_s 7.0地震序列S波分裂特征. *地震学报*, 2016, 38(5): 703–708
- [19] 孙楠, 高原, 赵小艳, 等. 盈江M_s 6.1地震序列近场横波分裂研究. *地震学报*, 2017, 39(1): 34–46
- [20] Crampin S. An alternative scenario for earthquake prediction experiments. *Translated World Seismology*, 1991, 107(1): 185–189
- [21] Crampin S. Do you know of an isolated swarm of small earthquakes?. *EOS Transactions American Geophysical Union*, 1993, 74(40): 451–460
- [22] Booth D C, Crampin S, Lovell J H, et al. Temporal changes in shear wave splitting during an earthquake swarm in Arkansas. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 1990, 95(B7): 11151–11164
- [23] Gao Y, Wang P, Zheng S, et al. Temporal changes in shear-wave splitting at an isolated swarm of small earthquakes in 1992 near Dongfang, Hainan Island, southern China. *Geophysical Journal International*, 1998, 135(1): 102–112
- [24] 李玲利, 陈浩朋, 刘泽民, 等. 2011年安庆4.8级地震序列S波分裂研究. *地震*, 2012, 32(3): 28–36
- [25] 苗庆杰, 刘希强. 山东乳山震群剪切波分裂参数的时间演化特征分析. *地震学报*, 2016, 38(2): 220–231
- [26] 郑拓, 石玉燕, 丁志峰, 等. 2020年济南M_L 4.4地震前后近场S波分裂变化特征. *地球物理学报*, 2021, 64(7): 2311–2323
- [27] 秦嘉政, 钱晓东, 刘丽芳. 云南强震活动间隔时间特征研究. *地震研究*, 2009, 32(3): 221–227
- [28] 梁芳. 滇西地震活动特征的探讨. *地震研究*, 1982, 5(3): 284–295
- [29] 李永莉, 赵小艳, 秦嘉政. 云南中强震序列类型的划分及其空间分布特征. *地震研究*, 2011, 34(3): 255–261
- [30] 毛慧玲, 秦嘉政. 腾冲地震台数字地震记录S波分裂研究. *地震研究*, 2011, 34(4): 494–497
- [31] Zhang B, Zhang S, Wu T, et al. Upper crustal anisotropy from local shear-wave splitting and crust-mantle coupling of Yunnan, SE margin of Tibetan Plateau.

- Geodesy and Geodynamics, 2018, 9(4): 302–311
- [32] 王雪鹤, 李永华, 呼楠. 腾冲地区近震S波分裂研究. 地球物理学报, 2021, 64(1): 131–145
- [33] 姜朝松. 腾冲新生代火山分布特征. 地震研究, 1998, 21(4): 309–319
- [34] Styron R, Pagani M. The GEM Global Active Faults Database. Earthquake Spectra, 2020, 36(3): 160–180
- [35] 高原, 郑斯华, 冯德益. 剪切波的多级分裂——概念的提出与初步分析. 东北地震研究, 1993(4): 1–10
- [36] Li X Y, Macbeth C, Crampin S. Interpreting non-orthogonal split shear waves for seismic anisotropy in multicomponent VSPs. Geophysical Prospecting, 2010, 46(1): 1–27
- [37] 雷军. 介质各向异性和非均匀性对横波分裂参数测量的影响. 科学通报, 2017, 62(23): 2619–2629
- [38] Chen T C, Booth D C, Crampin S. Shear-wave polarizations near the North Anatolian Fault — III. Observations of temporal changes. Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society, 1987, 91(2): 287–311
- [39] Liu Y, Crampin S, Main I. Shear-wave anisotropy: spatial and temporal variations in time delays at Parkfield, Central California. Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society, 1997, 130(3): 771–785
- [40] Lei J. A method for non-orthogonal seismic polarization-vector separation. Geophysical Journal International, 2005, 162(3): 965–974
- [41] 周仕勇, 许忠淮. 地震序列研究综述. 中国地震, 1999, 15(3): 268–277
- [42] Crampin S, Volti T, Stefánsson R. A successfully stress-forecast earthquake. Geophysical Journal International, 1999, 138(1): F1–F5
- [43] Saiga A, Hiramatsu Y, Ooida T, et al. Spatial variation in the crustal anisotropy and its temporal variation associated with a moderate-sized earthquake in the Tokai region, central Japan. Geophysical Journal International, 2003, 154(3): 695–705
- [44] Yardley G S, Crampin S. Extensive-dilatancy anisotropy — relative information in VSPs and reflection surveys. Geophysical Prospecting, 1991, 39(3): 337–355
- [45] Silver P G, Savage M K. The interpretation of Shear-wave splitting parameters in the presence of two anisotropic layers. Geophysical Journal International, 1994, 119(3): 949–963
- [46] Yao C, Xiong Y. Far-field radiation pattern from an anisotropic dislocation point source. Can J Expl Geophys, 1993, 29(1): 315–323
- [47] 陈颀. 用震源机制一致性作为描述地震活动性的新参数. 地球物理学报, 1978, 21(2): 142–159
- [48] 魏柏林. 余震震源机制变化的原因. 地球物理学报, 1980, 23(1): 25–34
- [49] Yuan G, Crampin S. Observations of stress relaxation before earthquakes. Geophysical Journal International, 2004, 157(2): 578–582
- [50] 郭增建, 韩延本, 吴瑾冰. 从震源物理角度讨论外因对地震的触发机制. 国际地震动态, 2001(5): 13–16
- [51] 秦四清, 熊巨华, 薛雷, 等. 强震的孕育规律与孕震模式. 地球科学与环境学报, 2011, 33(3): 311–316