

近场地震快慢横波到时差测量离散辨析和改正

宋承泽, 雷军*

北京大学地球与空间科学学院, 北京 100871

* 联系人, E-mail: leij@pku.edu.cn

2017-05-18 收稿, 2017-06-19 修回, 2017-06-19 接受, 2017-08-16 网络版发表

国家自然科学基金(41674053)资助

摘要 快慢横波到时差是地震物理预报的重要线索之一. 长期以来由于快慢横波到时差的较大离散, 横波观测到时差变化与地震发生过程中应力变化之间无法建立能被绝大多数观测结果证实的物理联系. 快慢横波测量离散既可能来自观测站下方地层结构和介质的各向异性差异, 也可能来自数据处理过程. 本文利用新西兰南岛北部KHZ台站从2013年1月到2017年1月的单台近震数据, 在观测站底部介质物性和结构基本稳定的前提下, 基于横波偏振矢量分析和可视化方法对横波数据进行处理, 对横波处理过程中引起快慢横波到时差测量离散的频率滤波、距离归一化因素进行了逐一的对比, 并对台站下方介质各向异性分层可能引起的多次分裂所表现出来的“假离散”现象进行了分析, 由此给出了改正横波测量离散的方法. 用“有效震源距”作为到时差归一化路径长度得到的横波归一化到时差随震源距变化的关系图清晰地展示出7.8级地震前后应力变化的空间范围和影响程度, 是较大地震前后观测地区存在应力积累的明确标识. 给出了确定横波分裂界面深度的方法, 得到了新西兰南岛北部KHZ台站下3个横波分裂界面深度.

关键词 横波分裂, 到时差离散, 有效震源距, 临界深度, 各向异性分层

横波分裂参数变化与地震孕育、发生的关系一直是横波研究最受关注的科学问题之一. 横波分裂研究结果显示, 地震横波及其分裂状态强烈地受到地壳中应力大小和方向的制约, 快横波偏振通常与介质中最大主压应力场方向一致, 快慢横波到时差(简称到时差)同地震孕育过程中的应力积累程度和释放过程都有着强烈的依赖关系^[1~4]. 一些观测数据所给出的横波分裂参数的时空变化特征也在一定程度上反映了这种依赖关系^[5~10].

不过更多的研究没有在强震区域观测到横波分裂参数时空变化与地震的发生存在清晰、明确的关系^[11~17]. 越来越多的研究显示造成这种现象的主要原因可能是横波分裂参数测量结果的较大离散. 观测数据显示即便是在同一台站或者范围有限的台站之

间, 快慢波到时差的测量值离散甚至达到 $\pm 80\%$ ^[18,19]. 这些结果似乎证明现今横波分裂参数测量值, 特别是到时差测量值缺乏足够的稳定性^[19~22], 到时差的解释也缺乏足够的客观性^[16,23,24].

现有的横波观测结果显示横波分裂到时差离散广泛存在于地壳、地幔的横波观测中^[20,25~27], 快慢波到时差及其变化与地震发生的应力积累释放过程在很多情况下难以进行定量的检验. 为此, 许多学者对横波参数离散的成因和现象进行了大量的分析. Crampin^[28], Hudson^[29], Mueller^[30]指出相同的各向异性介质中快横波和慢横波的衰减不同, 会导致快慢横波的振幅和波形的存在明显差异. Booth和Crampin^[2], Liu和Crampin^[31]讨论了不规则地表和内部地貌对横波分裂参数测量的影响和横波窗选取的

引用格式: 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: 3356–3368

Song C Z, Lei J. Analyzing and correcting the scatter in measurement of time-delays between fast and slow shear-waves with near-field earthquakes (in Chinese). Chin Sci Bull, 2017, 62: 3356–3368, doi: 10.1360/N972017-00449

依据。姚陈和雷军^[32]通过理论模拟讨论了不同频率横波在弱裂隙各向异性介质中的表现和分裂特征、频率影响以及选取滤波窗的方法,并指出入射面和垂直入射面内三类体波的相互耦合在相当宽频率范围内影响了弱裂隙各向异性条件下三分量地震记录的波形特征。Volti和Crampin^[33]讨论了噪声对横波分裂参数测量的影响,提出了纵波尾波对横波的影响和快横波尾波对慢横波的影响会增加横波分裂到时差的测量误差。各向异性介质对横波观测记录的影响及其带来的横波参数测量离散问题不断受到关注^[2,19,28,33~35],横波偏振非正交与路径非正交是这些影响的关键成因^[36]。

概括起来,横波参数测量,特别是横波快慢波到时差测量离散的成因可粗略地归结为:(1)横波在三分量地震记录上的复杂特征,来源于观测台站下方介质各向异性结构和应力条件的影响,使不同观测记录上横波震相走时、偏振等基本特征各异;同时也包括观测台站附近可能存在的振动干扰,如环境振动等引起的背景噪音,给地震记录带来更多的干扰和复杂性;(2)数据处理环节可能存在的问题,包括数据滤波、震相偏振特征识别等其他数据处理过程带来的横波参数测量离散。

众所周知,导致横波到时差离散的上述可能因素已经被学术界知晓几十年了^[18,19]。但是,不同因素对三分量地震横波记录及其快慢横波到时差测量结果的影响作用是否存在差异,不同因素的影响作用是否在所有的观测台站都一样?以及哪些离散来自于观测台站介质各向异性 and 结构特征的影响、哪些来自于数据处理过程,迄今为止学术界并不完全清楚。

因此,要改善横波到时差测量的离散性,首先需要从实际三分量地震横波记录或横波参数测量结果中区分和识别这些因素的影响作用。毫无疑问,对于不同观测台站,形成地震横波记录或横波参数测量结果离散的影响作用一定由于台站下方介质结构的不同而显著不同。现阶段,要想准确区分不同观测台站之间各个不同因素的影响差异可能还存在较大的难度。但是,如果在同一个观测台站,可能会因台站下方介质结构相对稳定而使某些因素的影响作用比较稳定或显著,从而有利于区分和识别该观测台站横波到时差测量中的主要影响因素。为此,本文尝试通过对某个单一台站的地震横波数据的分析对比来

发现和辨析造成该台站横波到时差离散的主因,以期未来在更多的地震台找到影响横波到时差的共性和个性因素。

1 横波数据来源及数据筛选

1.1 数据来源

为了便于找出某个观测台站横波到时差测量离散的主要影响因素,观测台站的选取应满足以下条件:(1)观测台站有比较丰富的地震记录,以利于筛选出较多的横波窗内数据;(2)数据时间跨度较长,以利于确定横波参数测量离散因素是否稳定或随时间变化;(3)除近场小震外观测台站附近存在较大地震,以利于了解较大地震前后应力环境改变可能对测量离散因素的影响。经过对比,发现强震频繁发生的新西兰南岛北部地区KHZ台站的地震记录能够较好地满足上述3点要求。当然,数据便于获取也是必不可少的选择条件。

新西兰南岛地处印度洋板块与太平洋板块的挤压碰撞地带,长期以来地震频繁。新西兰国家台网中的KHZ台站位于新西兰南岛北部东海岸附近。2011年3月之后围绕KHZ台站附近100 km范围内共发生4次6级以上主震,包括2013年7月21日的6.5级地震,2013年8月16日的6.5级地震,2015年4月24日的6.1级地震以及2016年11月13日的该区域最大震级7.8级地震,图1(a)中给出了各次主震的震级、震中分布和震源矩张量,图1(b)中主震用①~④表示。7.8级主震后14 h内连续发生了4次震级6.1~6.5,震源深度2~15 km不等的强余震。在空间上,除2015年4月24日的6.1级地震外,所有其他主震和余震均分布在南岛的东海岸,余震震中更靠近KHZ台站,最近的大约15 km,图1(b)中强余震用蓝点表示。

KHZ台站采用STS-2宽频带地震仪,数据采样频率为100 Hz。

本研究从GeoNet网站上收集了KHZ台站从2013年1月到2017年1月内发生在KHZ台站附近的地震目录,并从iris网站中下载到605个近场小震数据,每个地震的记录长度从发震前5 s至震后35 s共计40 s。

1.2 数据筛选

由于没有获得KHZ台站附近区域存在较厚低速沉积的资料,故将35°入射角作为横波窗限值。考虑

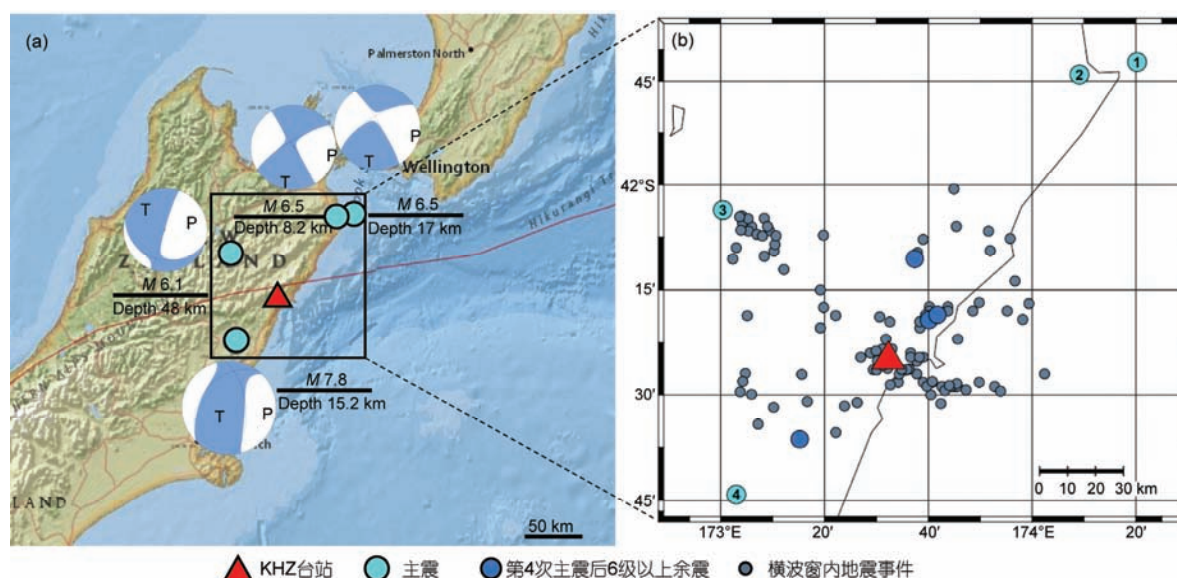


图1 研究区域地震震中及台站位置分布图。(a) 台站、主震事件震中及其震源矩张量;(b) 区域放大后的KHZ台站、主震以及横波窗内近场地震震中分布, ①~④分别是4次主震, 蓝色表示第4次7.8级主震的4次6级以上强余震

Figure 1 Earthquake epicenter and seismic station location of research region. (a) KHZ station, the epicenter of the main events and their moment tensor of source; (b) the location of KHZ station, epicenters of main events and local earthquakes in the shear wave window. ①–④ are four main events, the blue are four aftershocks ($>M6.0$) of $M7.8$ earthquake

到震源定位误差,特别是深度定位可能存在更大的误差,为尽量减少横波窗外数据对横波带来的不确定性影响,将纵波初动在水平分量的投影大小作为确定横波窗事件的校验参考,要求垂直分量上纵波初动尖锐,且与其水平分量投影的比值接近或大于2,由此从605个近场数据中筛选出满足横波窗条件的地震记录共计103条。

2 横波到时差离散的辨析及改正

在横波参数测量之前,首先需要确定横波参数测量方法。到目前为止,已经发展出来的横波参数测量方法不下十几种,大体上分为自动处理方法和交互式人工处理方法。本文经过对比筛选认为可视化法^[23,25]比较适合所收集的数据。

并非所有横波窗内数据都能提取到横波分裂参数。可用于横波分裂参数测量的波形数据还应满足高信噪比、直达横波初动清晰、横波分离特征明显和纵波尾波对快慢横波投影干扰较小等特点。同时,为了进一步减少由于震相识别可能带来的数据离散和误差,针对横波测量中存在的非正交干扰^[36],数据经历了多次、多人独立处理,并逐条讨论舍弃有争议的数据。最后,从72条地震记录提取到横波分裂参数。这些地震事件的震级为2.0~5.2级。

2.1 频率滤波的离散和改正

地震记录是不同路径、不同偏振的地震波震相,包括纵波、横波震相及环境振动干扰等在观测台站相互叠加合成的结果。而宽频带地震记录就是在较宽的频带内更完整地保持了所有这些信号频率信息的地震记录。因此,在横波参数测量之前需要通过一定宽度的带通滤波来消除横波观测时间窗内其他震相或不明干扰的影响。

之前关于滤波窗选取的讨论,已经有很多工作^[32,37],但是以往的横波研究中最常用的滤波方法仍然是简单将适合于某几条横波记录的滤波窗上下截止频率无变化地使用在不同时间段的所有地震记录上。本质上,快慢横波是由前一个横波分裂而成的地震记录中的二次信号,走时和主频也较为接近,同时慢波初动还随快慢波到时差的大小受到来自快波波形及其彼此偏振非正交的影响^[36]。这往往会使频率滤波的作用顾此失彼。滤波频带过宽难以获得较为独立的快慢波震相;频带过窄又会损失快慢横波的波形和振幅细节,带来到时差测量的离散。

本研究通过对KHZ台站观测记录的分析对比,得到了滤波窗选取对横波分裂参数测量可能产生离散。图2(a1)和(b1)中分别是主频为7和5 Hz的两个横波记录,首先,采用0.3~15 Hz的滤波频段分别对其

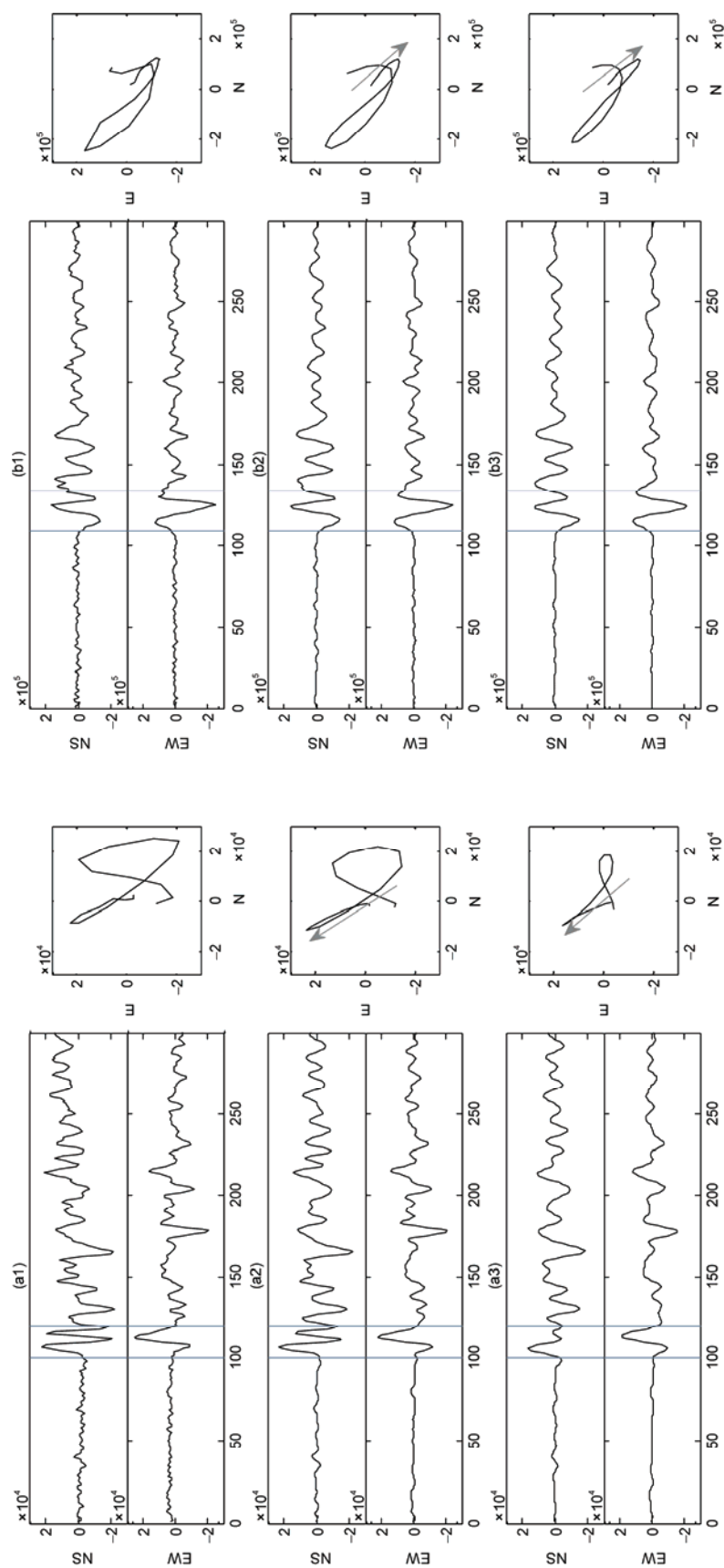


图 2 不同滤波窗对不同主频横波记录的影响。(a1) 主频为 7 Hz 的原始波形记录及质点运动图; (a2) 主频为 7 Hz 的记录经 0.3~10 Hz 滤波后的波形及质点运动图; (a3) 主频为 7 Hz 的记录经 0.3~10 Hz 滤波后的波形及质点运动图; (b1) 主频为 5 Hz 的原始波形记录及质点运动图; (b2) 主频为 5 Hz 的记录经 0.3~15 Hz 滤波后的波形及质点运动图; (b3) 主频为 5 Hz 的记录经 0.3~10 Hz 滤波后的波形及质点运动图

Figure 2 Waveforms and particle motion diagrams of different shear waveforms with different frequency bands. (a1) Waveforms and particle motion diagrams of main frequency in 7 Hz; (a2) waveforms and particle motion diagrams of main frequency in 7 Hz with frequency bands of 0.3–10 Hz; (a3) waveforms and particle motion diagrams of main frequency in 7 Hz with frequency bands of 0.3–10 Hz; (b1) waveforms and particle motion diagrams of main frequency in 5 Hz; (b2) waveforms and particle motion diagrams of main frequency in 5 Hz with frequency bands of 0.3–15 Hz; (b3) waveforms and particle motion diagrams of main frequency in 5 Hz with frequency bands of 0.3–10 Hz

进行滤波, 得到图2(a2)和(b2)的滤波结果. 由图2(a2)测到的快波偏振方向为 -27° 、快慢波到时差为70 ms; 由图2(b2)测到的快波偏振方向为 140° 、快慢波到时差为110 ms. 其次, 再采用0.3~10 Hz的滤波频段对图2(a1)和(b1)中的横波进行滤波, 分别得到图2(a3)和(b3). 从图2(a3)中测到快波偏振方向为 -34° 、快慢波到时差为80 ms; 从图2(b3)中用测到快波偏振方向为 134° 、快慢波到时差为110 ms.

上述结果显示, 不同滤波窗会改变横波参数测量结果. 其中, 图2(a1)的横波记录经过0.3~15和0.3~10 Hz两个略有差异的滤波窗处理后, 其分裂快波偏振方向产生了 -7° 的变化, 快慢波到时差产生了10 ms的变化; 同样, 图2(b1)的横波记录经上述两个滤波窗作用后, 其分裂快波偏振方向产生了 -6° 的变化, 快慢波到时差没有变化.

上述结果还显示, 相同滤波窗对不同主频横波的滤波作用不同. 这与滤波窗上下截止频率与横波主频的相对位置有关. 对于图2(a1)中主频为7 Hz的横波记录而言, 频带为0.3~10 Hz滤波窗影响大于频带为0.3~15 Hz的滤波影响. 因为, 7 Hz主频更靠近前一个滤波窗的高频截止频率10 Hz. 与图2(b1)中主频为5 Hz的横波记录相比, 无论0.3~10 Hz还是0.3~15 Hz的滤波频带, 其主频与截止频率的距离都要远, 所以两个滤波窗引起的横波参数测量结果改变较小. 这些对比显示滤波窗选取是横波测量离散的成因之一, 不能忽略.

本研究中, 频率滤波的影响似乎比较突出, 与KHZ台站的横波窗地震事件的震源深度从3~82 km变化、横波主频也从4~17 Hz变化有关. 并且, 近场小震震中的分布几乎处于观测台站的所有方位. 通过反复

试验, 发现如果依据每条地震记录上横波主频来分别确定滤波窗中心频率和截止频率, 与单一不变滤波窗的结果相比, 不仅在一定程度上较好地保证了滤除干扰的作用, 而且横波参数测量结果显示了更好的稳定性, 显示这种改正减少了频率滤波带来的数据离散. 同时, 还提高了横波数据的利用率, 使可以清楚辨认识到时差的横波记录从原来的63条变为现在的72条.

2.2 路径归一化到时差的离散及改正

图3是经过频率滤波窗选取改正之后得到的快波偏振方向和相应的到时差测量结果. 图3中以2013~2016年在新西兰南岛北部发生的4次6级以上中强地震的发震时间作为界限(图中垂直线 and 主震时间)将整个观测时间分成了5个时窗, 其中时窗II、时窗III的可用横波地震数据较少, 分别只有2和3个, 时窗I、时窗IV、时窗V中的地震数据较多, 可用横波地震数据分别为12, 24和31个.

在尽可能减少了滤波环节可能带来的到时差离散之后, 另一个引起KHZ台站横波到时差离散的因素凸显出来, 这就是横波到时差归一化过程中带来的离散. 相对于某个观测台站, 每一个地震由于方位、深度不同, 其在各向异性介质中的传播路径长度不同, 所以快慢横波的到时差也各不相同. 因此, 横波分裂研究中为了确定介质的各向异性大小, 通常直接将不同路径横波到时差除以震源距来归一化^[5]. 对本研究的横波数据进行归一化后发现, 这样做并不总是合理的.

图4(a)显示横波到时差与震源距的关系. 震源距通过纵横波到时差 T_{ps} 与某个虚拟传播速度的乘积来

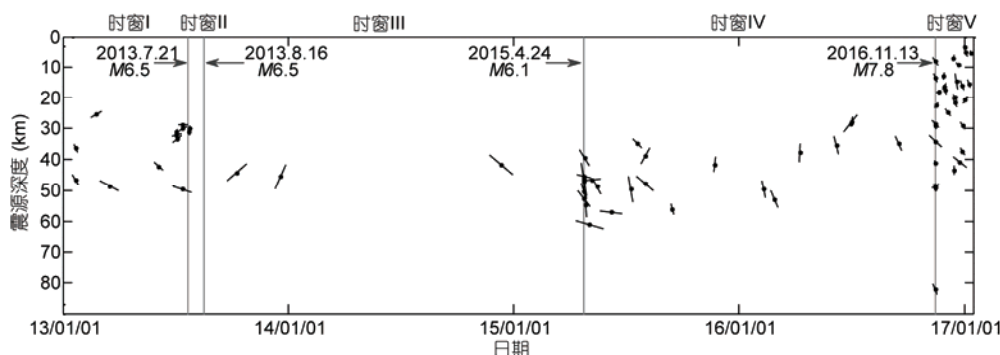


图3 横波分裂快波偏振方向及快慢波到时差. 纵坐标表示地震定位深度, 横坐标表示地震事件发震时间, “点”线方向和长度分别表示快波偏振方向和快慢波到时差

Figure 3 The shear-wave splitting measuring result of time-delays of fast-slow shear waves and polarizations of fast wave. Y-axis is earthquake location depth. X-axis is date of events. The direction and the length of the dot-line are polarization and time-delay of the shear wave splitting

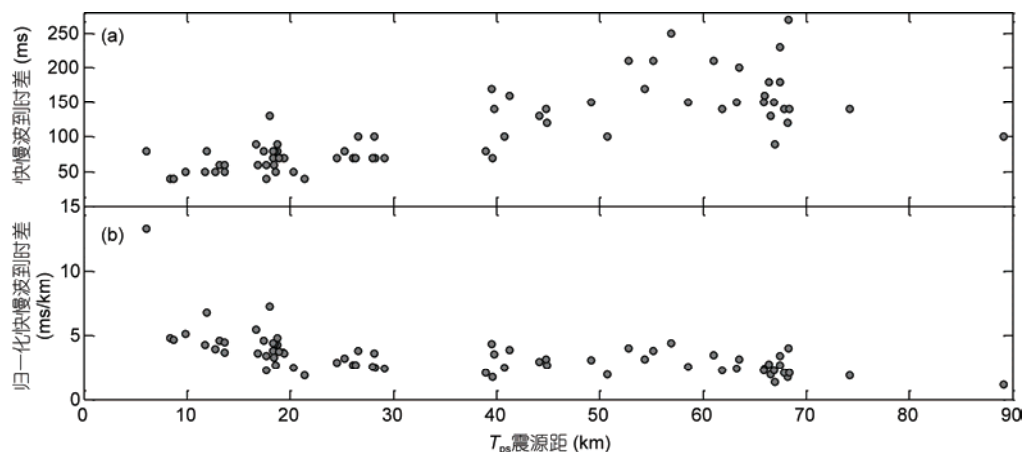


图4 快慢波到时差随震源距变化的关系图. (a) 原始未归一化快慢波到时差随震源距变化的关系; (b) 归一化快慢波到时差随震源距变化的关系, 显示出归一化“过量”现象

Figure 4 Time-delays between the split shear-waves and hypocentral distance. (a) Unnormalized time-delay and hypocentral distance; (b) normalized time-delay and hypocentral distance, showing an ‘excess’ normalized phenomenon

近似表示, 简称为 T_{ps} 震源距. 如图4(a)所示快慢波到时差测量值总体上呈现随震源距增加的趋势. 图4(b)给出直接按震源距归一化后的到时差, 显示归一化之后的快慢波到时差总体上随震源距呈负增长趋势, 表示震源距越大到时差越小, 在物理上是不合理的. 相似的现象在Gao等人^[38]的研究中也指出过.

一个最可能的原因是归一化过量. 实际介质的各向异性受地球内部应力状态的约束, 随应力的深度差异呈现分层结构. 上述路径归一化的前提条件是地震波从震源到接收台站的全部路径都在各向异性介质层中. 为了便于讨论, 以下将横波在各向异性介质中传播的实际路径长度 S 定义为有效震源距, 并将横波分裂发生的底界面 i 的深度标注为 h , 如图5所示. 当震源位于该各向异性层之外, 地震波传播路径只是部分穿过所研究的各向异性介质层时, 如图5中事件2(E2), 其震源距大于有效震源距 S , 必然给快慢波归一化到时差引入额外的误差, 形成意想不到的离散. 本研究收集到的新西兰南岛北部的近场地震数据的震源定位深度为3~82 km, 接近一半的地震震源深度大于40 km, 超过了该地区以及大多数地区地壳的平均厚度.

物理上, 引起介质中横波到时差变化的因素主要有两个.

(1) 在同一个各向异性层中单纯因路径长短引起的到时差变化. 当地壳中与应力相关的各向异性程度相对稳定时, 那么到时差一定与地震波在各向

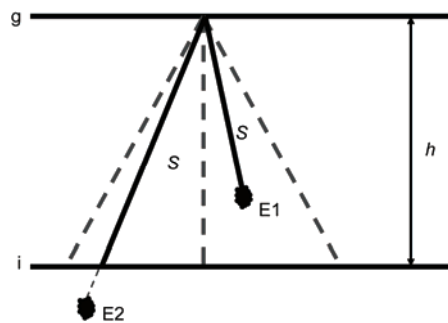


图5 横波窗、震源及“有效震源距”示意图. 灰色虚线表示横波窗, g 表示地面, i 表示横波分裂发生的底界面, h 表示横波分裂发生的底界面的深度, 粗实线表示有效震源距, 其长度用 S 表示, 细虚线表示不在各向异性层内的震源距部分

Figure 5 Illustration of the shear wave window, source locations and effective source distance. The gray dotted line is shear wave window. The ‘g’ is the ground. The ‘i’ is the bottom interface of shear-wave splitting. The ‘h’ is the depth of the bottom interface of shear-wave splitting. The black solid line indicates the effective source distance, and its length is denoted by S . The thin dotted line indicates the part of the source distance that is not in the anisotropic layer

异性介质中传播的距离呈线性关系, 传播距离越长快慢波到时差越大.

(2) 介质的各向异性程度变化引起的到时差变化. 如果介质的应力发生显著变化, 那么介质的各向异性将随之改变, 从而可以观测到到时差因应力的增加而增加或者因应力的减少而减少的变化. 这种情况在距离震源较近的应力积累区或者应力释放区更容易被观测到.

一般条件下, 观测记录中获得的快慢波到时差

既可能包含路径长短因素,也可能包含各向异性变化因素.通常快慢横波到时差 dt 与介质的地震各向异性程度(anisotropic degree, AD)和地震横波在各向异性介质中的传播距离 S 的成正比.如果已知快慢横波的平均速度 V_{ave} ,归一化到时差用 T_d 表示,那么介质的各向异性程度AD可近似表示为

$$AD = \frac{dt \cdot V_{ave}}{S} = T_d \cdot V_{ave}. \quad (1)$$

此式说明反映介质各向异性程度的AD在是归一化后的到时差与横波平均速度的乘积.

在一个介质各向异性分层结构和应力状态未知的地区,尽管很难从观测记录中简单区分各向异性与路径两种因素的影响作用.但是,如果地震震源处于某个各向异性层的下部,再简单将横波快慢波到时差用全部震源距归一化,就相当于在有效震源距 S 上附加了一个长度 ds ,此时:

$$AD = \frac{dt \cdot V_{ave}}{(S + ds)} < \frac{dt \cdot V_{ave}}{S}. \quad (2)$$

必然形成归一化后的到时差(各向异性大小)随距离减小的趋势,成为到时差离散的重要成因,如图4(b)中的结果.因为,介质的各向异性程度总是大于等于零,因此在绝大多数条件下到时差 dt 不会随震源距增加而减小.

不过有一种特殊情况例外,即在某个时间段,如果介质的各向异性程度快速减少就可能观测到到时差随震源距增加而下降的现象.但其前提是介质各向异性程度下降的同时余震事件的深度也在同步增加,并且各向异性的下降速率大于地震震源深度增加的速率.发生这种巧合的条件是非常苛刻的,因为地震事件深度的可能变化范围较大(数倍以上),相比之下介质各向异性的变化范围很小(0%~40%).所以,只可能在较大地震(高应力集中及其影响范围内)之后应力积累快速释放的某个极短的时间窗内才能被观测到.

上述分析显示,现有的到时差路径归一化显著“过量”.那么,应该如何合理地进行到时差路径归一化?如前所述,到时差归一化“过量”最可能的原因是观测到的横波在各向异性介质中传播的距离小于震源到观测台站的距离,或者说发生横波分裂的界面深度小于震源所在的界面深度.如图5所示,一个处于横波窗内的地震,如果其震源深度大于横波分裂发生的底界面 i ,那么该地震在该各向异性介质中

的实际路径长度就会小于其震源距.以上表明,造成到时差的“过量”归一化的关键成因是设定的横波分裂发生界面深度大于其真实深度.

因此,确定横波在各向异性介质中传播的有效震源距成为首先需要解决的问题,其关键点是确定横波分裂发生的深度位置.横波分裂发生的深度实际上就是横波数据中携带的相关各向异性介质层的下界面深度.如何合理地确定这个深度,一直是横波分裂研究中的一个关键问题.

为此,首先需要了解“过量”归一化问题中待确定的横波分裂界面深度 h 以及待确定的有效震源距 S 对到时差归一化结果的影响.在一个存在到时差“过量”归一化的地区或特定时间段, h 和 S 必然大于其真实值,并且 h 越大 S 也越大(图5),其对应的归一化到时差就越小,反之亦然.事实上,现有的到时差路径归一化方法中深度 h 具有一个隐含值,即横波数据中最深地震事件的震源深度.因此,消除“过量”归一化的途径就是将 h 从隐含深度不断减少,对应的震源距 S 随之减小,“过量”归一化现象逐渐消失.在 h 和 S 不断逼近其真实值的过程中,归一化到时差不断给出反映介质各向异性真实状况的结果.当 h 减少到某个临界深度值 h_c 时,由对应有效震源距 S 值计算得到的到时差结果不再出现“过量”归一化现象.接下来需要回答的问题是临界深度值 h_c 是否就是横波分裂实际发生的底界面深度?

很显然,在达到 h_c 之后如果继续减小 h ,或者更一般的情况只要任意小于 h_c 的归一化深度都不会再出现“过量”归一化现象.那么,是不是所有这些深度都可以看成是横波分裂实际发生的界面深度,答案是否定的.因为,并非所有小于临界深度 h_c 的横波分裂发生界面假想深度都具有合理的物理意义.

确定临界深度 h_c 是不是我们要寻找的横波分裂发生界面深度,以及如何将其从其他深度区分出来的另一个关键是确定观测台站的横波环境和应力状态.在一个地区,利用横波分裂参数测量值来了解介质的各向异性是通过横波到时差的归一化来实现的,横波到时差归一化结果是介质各向异性强弱和状态的直接表示.

假设某个观测台站与较大地震震源区相距足够远,或者没有处于明显的应力积累和应力释放的时间段,那么台站下方介质的各向异性将呈现出基本均匀和稳定的状态.理想情况下,如果到时差不存在

显著的测量误差,那么该地区观测台站横波归一化到时差将呈现为稳定的单值.在这种条件下,前面提到使到时差“过量”归一化现象消失的临界深度必然就是横波分裂发生的实际深度.这一结果最突出的特征是,无论与横波数据相关的地震事件发生在什么深度,只要都在各向异性介质层内,其快慢波归一化到时差与震源距的关系图都必然呈现为斜率为零的水平直线.不然,就会出现归一化不足的另一种“欠量”归一化现象.此时,归一化到时差将呈现出多值及随震源距变化而变化的现象,这与我们假设的应力环境和各向异性状态矛盾.

如果条件相反,即观测台站与较大地震的应力集中区在空间上足够接近,那么受到震源应力积累和释放的影响,快慢波到时差归一化之后将仍然表现为随震源距增加而增加或随震源距减少而减少的特征,而不会是稳定的单值,这是该地区应力环境及各向异性状态不稳定的标志.也说明在应力环境显著变化的地区或时间段,难以通过“过量”归一化现象消失的临界深度 h_c 来确定横波分裂发生的底界面深度.

上述结果的启发是,在一个应力场较为稳定的地区,台站下方的横波分裂发生的界面深度可以通过反映归一化是否过量的临界深度来确定.但是在地震相对活跃的地区,应该选取该地区地震较为平静的时间段,且横波归一化到时差接近水平分布时

的临界深度来近似确定.这也许是获得不同台站下方横波分裂发生界面深度的一个重要途径.

由此可见,归一化到时差值与震源距的关系图不仅是确定横波分裂发生界面及其深度的重要线索,也是判断研究地区一定深度范围内介质各向异性特征以及一定空间范围内环境应力状态的重要标志.

以下结合研究地区几次较大地震及其相关时窗中快慢波到时差观测结果来具体分析.时窗I(图6(a1))中未归一化的到时差测量结果反映了2013年7月21日6.5级地震之前KHZ台站的各向异性背景,该地震震中距离台站较远,约为100 km.时窗IV(图6(a2))和时窗V(图6(a3))给出了2016年11月13日7.8级地震前后KHZ台站的未归一化的到时差测量结果,该7.8级地震距离台站较近,约为50 km.

图6(b1)~(b3)是图6(a1)~(a3)到时差经归一化的结果,显示出快慢波到时差随震源距增加而减少的“过量”归一化现象.

如上所述,该地区不同时窗前后都存在较大地震,难以确定它们是否对KHZ台站下方介质各向异性存在影响.事实上,迄今为止较大地震孕震应力场空间影响范围有多大,在多大范围内能够观测到并没有定论.为了尽量排除较大地震对观测台站下方介质的可能影响,分析中选择距离台站较远、震级较小的6.5级地震之前的时窗I中观测数据对应的临界深度来近似该台站下方介质横波分裂界面深度,其

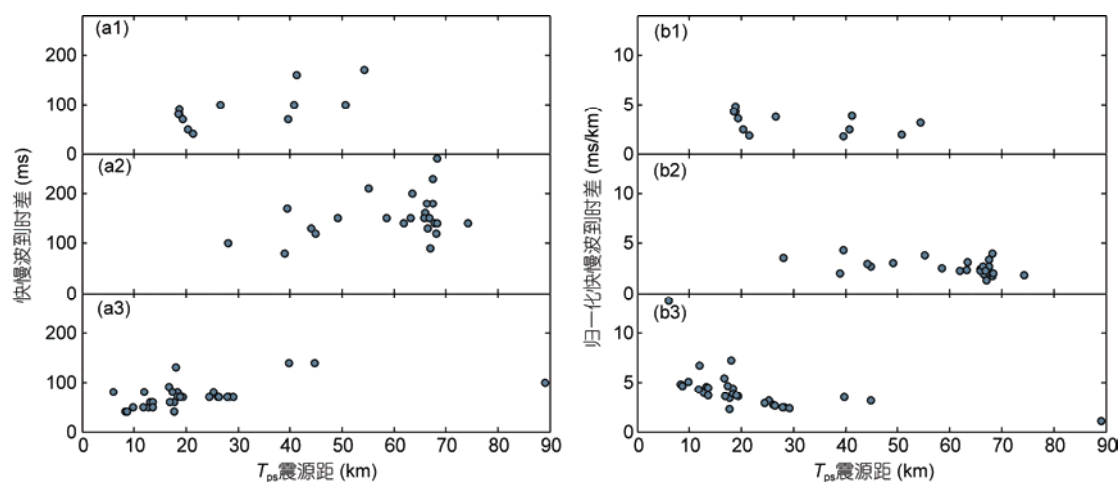


图6 到时差及归一化到时差同震源距的关系. (a1)~(a3) 分别表示时窗I, 时窗IV和时窗V的到时差和震源距的关系; (b1)~(b3) 分别表示时窗I, 时窗IV和时窗V的归一化的到时差和震源距的关系, 所有时窗中均显示出归一化“过量”现象

Figure 6 Time-delays between the split shear-waves with hypocentral distance. (a1)~(a3) Unnormalized time-delays between the split shear-waves with hypocentral distance in time window I, time window IV and time window V; (b1)~(b3) normalized time-delays between the split shear-waves and hypocentral distance in time window I, time window IV and time window V, showing an ‘excess’ normalized phenomenon in all time windows

值为37 km, 这一结果与资料显示的新西兰南岛北部地区35~40 km地壳平均厚度吻合。

图7(a)~(c)是确定了横波分裂界面深度之后对观测到时差进行重新处理的结果。图7(a)所示, 时窗I中最大归一化到时差已经呈水平, 不再随震源距变化, 与此同时, 处于7.8级地震之前的时窗IV(图7(b))中归一化后的到时差依然保持了随震源距的缓慢增长, 这一特征揭示了KHZ台站介质各向异性在7.8级地震之前受到影响, 同时也说明7.8级地震的孕震影响场大于50 km。

时窗V(图7(c))中的地震事件是7.8级地震的余震。在地震目录上紧随7.8级地震之后14 h之内连续发生4次6级以上强余震。而且7.8级主震和4个强余震的震中与观测台站同处于新西兰南岛的东海岸附近。同时, 7.8级主震和4个强余震震中分别在观测台站的北东和南西方向随时间呈现出上下迁移并逐渐靠近观测台站的图像(图1(b)), 其中最近的一个强余震距离观测台站仅15 km。这也许是时窗V(图7(c))中呈现出介质各向异性随震源距陡梯度下降的原因, 与7.8级地震之后震源及观测台站附近发震应力急速释放的特殊物理过程形成关联。

前期由于横波分裂界面深度不确定带来的路径归一化到时差离散很难从时窗中直接辨认出来。但是这种离散在归一化到时差与震源距的关系所呈现的“过量”归一化现象中被可靠地辨认出来, 将对于KHZ台站横波数据的后期解释起到了积极的作用。

2.3 从归一化到时差估计各向异性介质分层

依据临界深度按“有效震源距”归一化之后的图7(a)~(c)对应的3个时窗中的到时差可以发现以下2个相近的特征: (1) 每个窗口中到时差都在一定范围变化; 并且其范围值在不同时窗中非常接近; (2) 每个时窗中, 同一个震源距上到时差可粗略地分为上下3个值, 彼此间隔接近。这一点在时窗I和时窗IV中比较明显。相比之下, 时窗V中同一震源距对应的到时差显著多于3个。

对于时窗I和时窗IV到时差出现的上述相似情况, 是数据离散还是存在其他可能? 高原等人^[39]及Silver和Savage^[40]对双层各向异性介质中横波分裂参数的变化特征有过较为详细的探讨, 刘希强等人^[41]也结合物理意义对合成分裂参数随入射横波偏振方向的变化进行了推导。

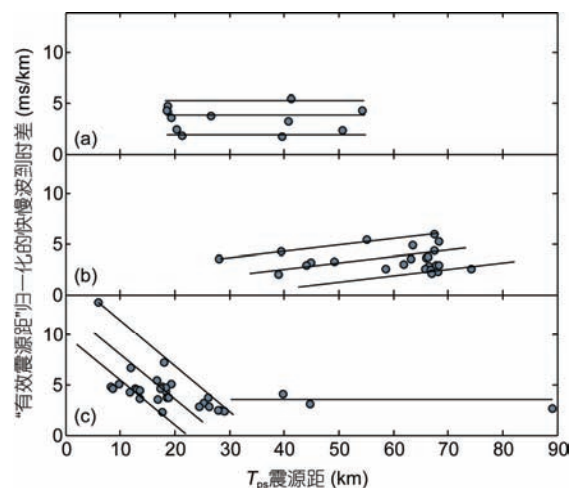


图7 选用37 km作为临界深度的不同时窗“有效震源距”归一化到时差(介质各向异性)与震源距的关系。(a) 时窗I中的归一化到时差, 归一化到时差不再随震源距变化; (b) 时窗IV中的归一化到时差; (c) 时窗V中的归一化到时差

Figure 7 Normalized time-delays with ‘effective’ hypocentral distance and hypocentral distance by using 37 km as the critical depth. (a) Normalized time-delays in time window I, not change with the hypocentral distance; (b) normalized time-delays in time window IV; (c) normalized time-delays in time window V

本研究从另外一个角度来分析当地层中存在双层各向异性介质层, 横波多次分裂将形成多个路径的快慢横波对, 如图8(a)所示。图8(a)中设定双层介质中某路径横波从下层各向异性介质入射, 分裂为qS1和qS2快慢横波对。分裂后的快慢横波对当进入与下层各向异性介质有差异的上层各向异性介质时, 分别再次分裂, 形成qS11-qS12快慢横波对, 其走时分别为 T_1 和 T_2 ; 以及qS21-qS22快慢横波对, 其走时分别为 T_3 和 T_4 。

如果这两个横波对因传播路径较短而在时间上部分重叠, 就可能形成到时差相同的qS11-qS12, qS21-qS22两个横波对, 以及到时差完全不同的另外两个横波对qS11-qS22和qS21-qS12。在观测中极可能造成所测量到的快慢波到时差存在多种不同结果, 如图8(b)所示。其中, 到时差 T_2-T_1 和 T_4-T_3 都是反映上层介质的各向异性, 彼此相等。 T_4-T_1 是上下两层各向异性介质中分裂横波的到时差之和, 当上下层各向异性介质厚度差别不大时, 在图8(a)的条件下可见 T_4-T_1 差不多接近上层介质中到时差 T_2-T_1 和 T_4-T_3 以及反映下层介质横波到时差 T_3-T_1 或 T_4-T_2 的2倍。 T_2-T_3 是上下两层各向异性介质中分裂横波的到时差之差, 既不表示上层的各向异性也不表示

下层的各向异性. 如果要可靠测量到时差 T_2-T_1 和 T_4-T_3 或者 T_4-T_1 , 首先需要可靠识别 T_1 , T_2 , T_3 , T_4 所对应的横波震相并清晰分辨其各自的到时, 这是观测中普遍存在的一个尚未完全解决的问题.

如果上述设想合理, 那么图7(a)~(c)中到时差呈现的多值特征就可以归结为观测台站下方介质各向异性的分层所引发的横波多次分裂现象. 如果横波快慢波到时差呈现的上、中、下3个主要取值对应不同深度分裂的横波所形成的横波对, 那么在前文得到的横波分裂发生底界面深度37 km以内还应该存在另一个或者更多的分层. 如果粗略假定不同层各向异性程度的平均值接近, 那么简单依据图7(a)时窗I中上、中、下3个归一化到时差的值4.8, 3.5和1.9 ms/km的比例大小可以算出另外两个分裂界面深度分别为15和27 km. 其中15 km深的界面与上地壳各向异性机制变化的界面相匹配.

10~15 km以上的上地壳各向异性的主要机制是区域应力作用下的裂隙定向排布, 而这个深度范围以下, 岩石物理实验结果显示, 对应的压力将使裂隙完全闭合^[42,43]. 表明, 决定地壳深浅部介质各向异性的成因和机制存在差异. 在深度关系上, 上述15 km以上、15~27 km和27~37 km的各向异性分层是否与该地区的上、中和下地壳分层吻合需要更多的研究来证实.

3 结果与讨论

如上所述, 本文对造成横波到时差离散的原因及其影响进行了辨析, 并提出了改正横波到时差离散的方法, 具体如下.

(1) 在新西兰KHZ台站横波数据处理中发现频率滤波窗的选取是影响横波到时差测量离散的一个比较突出的因素. 本研究提出将观测时窗内横波的主频作为滤波频带确定的主要参考. 实验发现这种随横波主频而变化的频率滤波窗有利于减少的横波波形和振幅的损失, 使横波到时差测量离散减少. 同

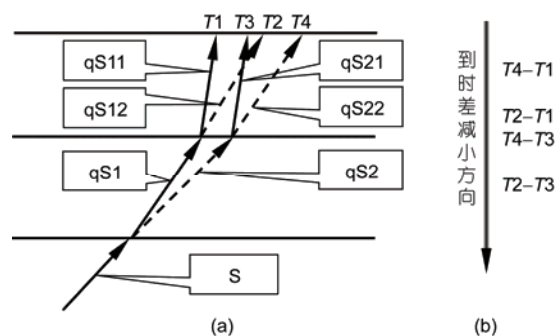


图8 双层各向异性介质及横波多次分裂示意图. (a) 横波多次分裂到达观测台站的时间次序; (b) 多次分裂快慢横波对的到时差大小关系

Figure 8 A pattern of multiple shear waves splitting in two anisotropic layers. (a) The arrival time of multiple shear waves splitting on the seismic record; (b) the order of time delays of shear wave splitting with different rays

时, 有利于筛选出更多可用的横波记录.

(2) 本研究基于单一地震台站的到时差对比发现造成新西兰KHZ台站横波到时差离散的另一个突出因素是横波数据处理过程中到时差的“过量”归一化. 并提出了有效震源距的概念, 减少了归一化过程中的到时差离散.

(3) 通过对到时差“过量”归一化的改正, 建立了在远离地震源的地区或在地震活跃地区, 但介质应力环境及各向异性相对稳定的时间段内来确定横波分裂发生界面深度的方法.

(4) 本研究认为由有效震源距获得的横波路径归一化到时差随震源距的变化趋势可以作为观测台站附近地区是否存在应力积累和释放的重要标志, 并从7.8级地震前后观测台站KHZ介质各向异性特征的变化中确认出该地震孕震应力场的影响范围大于50 km.

(5) 本研究将多路径“横波对”与观测到时对比, 推测KHZ台站横波到时差测量结果中出现的多值现象与介质的多层各向异性结构有关, 并非离散. 并依据横波分裂发生界面临界深度37 km确定出多路径横波对所对应的各向异性介质为3层结构, 对应深度分别为15, 27和37 km.

参考文献

- 1 Crampin S, Chastin S. A review of shear wave splitting in the crack-critical crust. *Geophys J Int*, 2003, 155: 221–240
- 2 Booth D C, Crampin S. Shear-wave polarizations on a curved wavefront at an isotropic free surface. *Geophys J Int*, 1985, 83: 31–45
- 3 Zatsepin S V, Crampin S. Modelling the compliance of crustal rock—I. Response of shear-wave splitting to differential stress. *Geophys J Int*, 1997, 129: 477–494

- 4 Crampin S, Zatsepin S V. Modelling the compliance of crustal rock—II. Response to temporal changes before earthquakes. *Geophys J Int*, 1997, 129: 495–506
- 5 Crampin S, Volti T, Stefánsson R. A successfully stress-forecast earthquake. *Geophys J Int*, 1999, 138: F1–F5
- 6 Lei J, Wang P D, Yao C, et al. The near-field shear wave splitting and its relation with structure in Jianchuan, Yunnan Province (in Chinese). *Chin J Geophys*, 1997, 40: 791–801 [雷军, 王培德, 姚陈, 等. 云南剑川近场横波特征及其与构造的关系. *地球物理学报*, 1997, 40: 791–801]
- 7 Gao Y, Wang P D, Zheng S H, et al. Temporal changes in shear-wave splitting at an isolated swarm of small earthquakes in 1992 near Dongfang, Hainan Island, southern China. *Geophys J Int*, 1998, 135: 102–112
- 8 Ding Z F, Wu Y, Wang H, et al. Variation characteristics of shear-wave splitting in the epicenter of 2008 Wenchuan earthquake (in Chinese). *Sci China Ser D-Earth Sci*, 2008, 38: 1600–1604 [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. *中国科学 D 辑: 地球科学*, 2008, 38: 1600–1604]
- 9 Chang L J, Ding Z F, Wang C Y. Variation characteristics of shear-wave splitting in the epicenter of 2013 Lushan M7.0 earthquake (in Chinese). *Sci Sin Terr*, 2015, 45: 161–168 [常利军, 丁志峰, 王椿镛. 2013 年芦山 Ms7.0 地震震源区横波分裂的变化特征. *中国科学: 地球科学*, 2015, 45: 161–168]
- 10 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. *Geophys J Int*, 2003, 154: 695–705
- 11 Aster R C, Shearer P M, Berger J. Quantitative measurements of shear wave polarizations at the Anza seismic network, southern California: Implications for shear wave splitting and earthquake prediction. *J Geophys Res-Solid Earth*, 1990, 95: 12449–12473
- 12 Aster R C, Shearer P M, Berger J. Reply [to “Comment on ‘Quantitative measurements of shear wave polarizations at the Anza Seismic Network, southern California: Implications for shear wave splitting and earthquake prediction’ by Richard C. Aster, Peter M. Shearer, and Jon Berger”]. *J Geophys Res-Solid Earth*, 1991, 96: 6415–6419
- 13 Savage M K, Peppin W A, Vetter U R. Shear wave anisotropy and stress direction in and near Long Valley caldera, California, 1979–1988. *J Geophys Res-Solid Earth*, 1990, 95: 11165–11177
- 14 Munson C G, Thurber C H, Li Y, et al. Crustal shear wave anisotropy in southern Hawaii: Spatial and temporal analysis. *J Geophys Res-Atmos*, 1995, 1002: 20367–20378
- 15 Cochran E S, Vidale J E, Li Y G. Near-fault anisotropy following the Hector Mine earthquake. *J Geophys Res-Solid Earth*, 2003, 108: 2436
- 16 Liu Y, Teng T L, Ben-Zion Y. Systematic analysis of shear-wave splitting in the aftershock zone of the 1999 Chi-Chi, Taiwan, earthquake: Shallow crustal anisotropy and lack of precursory variations. *Bull Seismol Soc Am*, 2004, 94: 2330–2347
- 17 Liu Y, Ben-Zion Y, Teng T L. Reply to “Comment on ‘Systematic analysis of shear-wave splitting in the aftershock zone of the 1999 Chi-Chi, Taiwan, earthquake: Shallow crustal anisotropy and lack of precursory changes’ by Yunfeng Liu, Ta-Liang Teng, and Yehuda Ben-Zion,” by Stuart Crampin and Yuan Gao. *Bull Seismol Soc Am*, 2005, 95: 361–366
- 18 Crampin S, Peacock S, Gao Y, et al. The scatter of time-delays in shear-wave splitting above small earthquakes. *Geophys J Int*, 2004, 156: 39–44
- 19 Crampin S, Gao Y. A review of techniques for measuring shear-wave splitting above small earthquakes. *Phys Earth Planet Inter*, 2006, 159: 1–14
- 20 Crampin S, Peacock S. A review of shear-wave splitting in the compliant crack-critical anisotropic Earth. *Wave Motion*, 2005, 41: 59–77
- 21 Gao Y, Feng D Y. Observation and study on shear-wave splitting of local earthquake in Tangshan area (in Chinese). *Earthquake*, 1995, (3): 208–213 [高原, 冯德益. 唐山地区近震 S 波分裂的观测与研究. *地震*, 1995, (3): 208–213]
- 22 Gao Y, Zheng S H, Zhou H L. Polarization patterns of fast shear wave in Tangshan region and their variations (in Chinese). *Chin J Geophys*, 1999, 42: 228–232 [高原, 郑斯华, 周蕙兰. 唐山地区快剪切波偏振图像及其变化. *地球物理学报*, 1999, 42: 228–232]
- 23 Chen T C, Booth D C, Crampin S. Shear-wave polarizations near the North Anatolian Fault—III. Observations of temporal changes. *Geophys J Int*, 1987, 91: 287–311
- 24 Gao Y, Crampin S. A stress-forecast earthquake (with hindsight), where migration of source earthquakes causes anomalies in shear-wave polarisations. *Tectonophysics*, 2006, 426: 253–262
- 25 Liu Y, Crampin S, Main I. Shear-wave anisotropy: Spatial and temporal variations in time delays at Parkfield, Central California. *Geophys J Int*, 1997, 130: 771–785
- 26 Savage M K, Shih X R, Meyer R P, et al. Shear-wave anisotropy of active tectonic regions via automated S-wave polarization analysis. *Tectonophysics*, 1989, 165: 279–292
- 27 Long M D, Silver P G. Shear wave splitting and mantle anisotropy: Measurements, interpretations, and new directions. *Surv Geophys*, 2009, 30: 407–461
- 28 Crampin S. A review of wave motion in anisotropic and cracked elastic-media. *Wave Motion*, 1981, 3: 343–391

- 29 Hudson J A. Wave speeds and attenuation of elastic waves in material containing cracks. *Geophys J Int*, 1981, 64: 133–150
- 30 Mueller M C. Prediction of lateral variability in fracture intensity using multicomponent shear-wave surface seismic as a precursor to horizontal drilling in the Austin Chalk. *Geophys J Int*, 1991, 107: 409–415
- 31 Liu E, Crampin S. Effects of the internal shear wave window: Comparison with anisotropy induced splitting. *J Geophys Res-Solid Earth*, 1990, 95: 11275–11281
- 32 Yao C, Lei J. The effects of weak crack-induced anisotropy on seismic body waves (in Chinese). *Earthq Res China*, 1997, 13: 232–240 [姚陈, 雷军. 弱裂隙各向异性对地震体波的效应. *中国地震*, 1997, 13: 232–240]
- 33 Volti T, Crampin S. A four-year study of shear-wave splitting in Iceland: 1. Background and preliminary analysis. *Geol Soc Lon Spec Publ*, 2003, 212: 117–133
- 34 Li X Y, MacBeth C, Crampin S. Interpreting non-orthogonal split shear waves for seismic anisotropy in multicomponent VSPs. *Geophys Prospect*, 1998, 46: 1–27
- 35 Lei J. A method for non-orthogonal seismic polarization-vector separation. *Geophys J Int*, 2005, 162: 965–974
- 36 Lei J. Impact of anisotropic and inhomogeneous medium on measuring seismic shear-wave splitting (in Chinese). *Chin Sci Bull*, 2017, 62: 2619–2629 [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: 2619–2629]
- 37 Audoin E, Savage M K, Gledhill K. Seismic anisotropy from local earthquakes in the transition region from a subduction to a strike-slip plate boundary, New Zealand. *J Geophys Res-Atmos*, 2000, 105: 8013–8033
- 38 Gao Y, Wu J, Fukao Y, et al. Shear wave splitting in the crust in North China: Stress, faults and tectonic implications. *Geophys J Int*, 2011, 187: 642–654
- 39 Gao Y, Zheng S H, Feng D Y. Shear wave multiple-splitting: proposal of concept and preliminary analysis (in Chinese). *Seismol Res Northeast China*, 1993, 9: 1–10 [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, 9: 1–10]
- 40 Silver P G, Savage M K. The interpretation of shear-wave splitting parameters in the presence of two anisotropic layers. *Geophys J Int*, 2010, 119: 949–963
- 41 Liu X Q, Zhou H L, Zheng Z Z, et al. The characteristics of shear-wave splitting parameters in the presences of two weak azimuth anisotropic layers (in Chinese). *Acta Geophys Sin*, 1998, 41: 680–690 [刘希强, 周惠兰, 郑治真, 等. 剪切波在双层方位各向异性介质传播中分裂参数的变化特性. *地球物理学报*, 1998, 41: 680–690]
- 42 Kern H. Laboratory seismic measurements: An aid in the interpretation of seismic field data. *Terra Nova*, 1990, 2: 617–628
- 43 Barruol G, Kern H. Seismic anisotropy and shear-wave splitting in lower-crustal and upper-mantle rocks from the Ivrea Zone—Experimental and calculated data. *Phys Earth Planet Inter*, 1996, 95: 175–194

Summary for “近场地震快慢横波到时差测量离散辨析和改正”

Analyzing and correcting the scatter in measurement of time-delays between fast and slow shear-waves with near-field earthquakes

SONG ChengZe & LEI Jun*

School of Earth and Space Sciences, Peking University, Beijing 100871, China

* Corresponding author, E-mail: leij@pku.edu.cn

The relationship between the variations of shear-wave splitting parameters and the preparation or occurrence of earthquakes has been one of the most interesting scientific problems in shear-wave research. It has not been possible to establish a physical correlation between the variation of the shear-wave time-delays and the change of stress during an earthquake, which can be confirmed by the vast majority of observations owing to the large scatter in the complete set of time-delay measurements of shear-waves. Therefore, it is necessary to analyze the cause of the scatter of the time-delays between fast and slow shear-waves in near-field seismic records and to identify a method to reduce the scatter of time-delays.

Scatter in the measurement of the fast and slow shear waves may arise from the anisotropic structure and complexity of the medium under the observation station. It may also originate from the data processing procedure. To determine the source of the scatter in the measurement of shear-waves time-delays, we first need to identify the scatter, and distinguish its effects from the actual three-component seismic shear-wave records or measurements of the shear-wave parameters. This study is based on single station near-field seismic data from the KHZ station in northern South Island, New Zealand, from January 2013 to January 2017. It uses the visualization method to process the shear-wave data and measure the shear-wave splitting parameter of the seismic event in the shear-wave window of the KHZ station. It assumes that the physical properties and structure of the medium under the observation station are basically stable. The frequency filtering and distance normalization factors used to process the shear-wave, which lead to scatter in the measurements of the shear-wave time-delays, are compared one by one. In addition, the “false scatter” phenomenon, which may be caused by the multiple splits resulting from the anisotropic stratification of the medium under the observation station, is analyzed. Conclusions and suggestions for correcting the scatter in the measurement of shear-waves are proposed as follow: (1) the selection of the filter window directly affects whether the filtered observation data retain the waveform and amplitude characteristics of the shear-wave. If the main frequency of the shear-wave in the observation window is used as the main reference for the selection of the filter band, the obtained measurement of the shear-wave splitting parameter is more stable when the majority of the main frequency component is retained and there is less interference from the other frequencies. (2) The use of the whole source distance in the path normalization of shear-wave is another prominent factor in the scatter of the shear-wave time-delays. This is unreasonable in many cases because the source distance is often greater than the actual length that the split shear-wave propagates in an anisotropic medium. This “excessive” normalization causes all the time-delays between fast and slow shear-waves in the observed window to decrease with increasing source distance. (3) The actual path length of the seismic shear-wave through the anisotropic medium, that is, the “effective source distance,” should be the path length used in normalizing the time-delay. The depth of the interface where shear-wave splitting occurs should be determined by correcting the “excessive” normalization of the shear wave time-delays when there is no significant seismic activity near the observation station. The lower interface depth of the anisotropic medium under the KHZ station, by the near-field shear-wave data, is 37 km. (4) After correcting the scatter of the time-delays, the shear-wave multiple splitting phenomenon caused by the anisotropic stratification of the medium under the observation station is identified. From the “shear wave pairs” in the multiple splitting of the shear-wave data, it can be determined that there are other layers in the anisotropic medium below the KHZ station, and the corresponding depths of the interface are 15 and 27 km, respectively. (5) Normalized time-delay results from the KHZ station shows that before the 7.8 magnitude earthquake that occurred on November 13, 2016 at a distance of 50 km, the time-delays became increasingly large for a few months, and quickly decreased after the earthquake. It is a strong indicator of the stress accumulated and released in the anisotropic medium near the observation station before and after larger earthquakes. This aspect is expected to become an observable precursor of earthquakes.

shear wave splitting, scatter of the time-delays, effective source distance, critical depth, anisotropic stratification

doi: 10.1360/N972017-00449