

2014年于田 M_s 7.3 地震的疑似障碍体效应*

刘双庆¹, 陈向军², 王熠熙¹, 王俊菲³

(1. 天津市地震局, 天津 300201; 2. 新疆维吾尔自治区地震局, 新疆 乌鲁木齐 830011;
3. 江苏省地震局, 江苏 南京 210014)

摘要: 利用新疆和田台阵首波 Pn 段前 4 s 的高频波动形态, 分析了 2014 年于田 M_s 7.3 主震破裂初期几个疑似破裂点的相对位置, 给出两种可能的初始破裂点运动学扩展模型。并利用震中距约 58 km 的于田台站数据进一步对该模型进行阐述。分析结果推测: 此次于田大地震, 其起始破裂点开始于一个水平各向异性较强的点位, 在之后的 3 s 内破裂过程向各向异性相对较弱的区域发展, 且破裂矢量略向南扩展。

关键词: 和田台阵; Pn 段; 破裂扩展; 障碍体

中图分类号: P315.72

文献标识码: A

文章编号: 1000-0666(2016)02-0295-08

0 引言

2014 年 2 月 12 日 17 时 19 分 48 秒, 在新疆于田 (36.123°N, 82.499°E)^① 发生了 M_s 7.3 大地震。这次地震震中位于距 2008 年 3 月 21 日于田 M_s 7.3 地震的北东东向约 90 km 处, 在 GoogleEarth 地图上显示位于确尔库勒高原湖泊西南角, 是阿尔金大断裂的西南缘“爪”状分枝断裂交汇部位。该处北东东向的二级断裂比较发育, 如阿龙断裂、库牙克断裂等 (国家地震局《阿尔金活动断裂带》课题组, 1992; 杨万志等, 2005)。距离震中北西向约 328 km 处的和田台阵清晰地记录了本次地震的波形, 距离震中约 58 km 的于田台记录到清晰的 P 波段波形 (S 波段记录限幅)。于田 M_s 7.3 地震发生后, 中国地震局监测预报司地震震源深度推进研究小组参加了这次地震的室内资料应急处理工作, 并得到一些相关的研究结果 (陈向军等, 2014; 宋秀青等, 2014; 王俊等, 2014), 但这些研究都未对台阵记录的初至的一些高频成分展开分析。实际上利用台阵数据分析某些地震破裂过程时, 由于其地震射线具有相近的传播路径, 更利于反演震源处信息。因此, 本文对和田台阵记录波形中的前几秒的高频成分作进一步分析, 以期获得于田 M_s 7.3 地震的一些震源运动过程特征。

1 和田台阵入射线方位角分析

2008、2014 年于田两次 M_s 7.3 地震, 相关断裂及和田台阵位置见图 1。图中 Moho 面深度数据来自滕吉文和曾融生 (2002) 的结果, 震源机制来自万永革等 (2010) 及中国地震局地球物理研究所 (2014) 地震应急处置的结果。其中和田台阵位于和田地区皮山县, 其外形轮廓为圆环形, 由一个中心台和内、外环构成。台阵各子台都布设在同心圆环上, 孔径为 3 km, 属小孔径台阵。内环有 3 个子台, 环半径约为 600 m; 外环有 5 个子台, 环半径约为 1 500 m (图 2a)。除中心台同时安装有一台 CTS-1E-120 s 宽频带地震计和 CMG-40T-1 型地震计外, 其余 8 个子台均安装频带为 0.5~50 Hz 的 CMG-40T-1 型地震计。根据新疆地震台网编目的震中位置以及台阵中心台的坐标, 计算出震中相对中心台的球面方位角为 109.64°。为了对比研究, 笔者利用台阵波振面方法重新计算该方位角。计算过程分两步:

(1) 利用中心台 CMG-40T-1 型地震计记录的 Z 分量中首波 Pn 初至及其后 10 s 的数据, 对其余 8 个子台记录的波形进行互相关, 计算这 8 个子台相对中心台的超越或延迟时间。

(2) 以中心台为参考坐标, 按 0.01°步长进行全方位扫描, 计算各个子步方位角所对应的入射波射线到 8 个子台的相对走时, 并转换成与中心台

* 收稿日期: 2014-11-15.

基金项目: 中国地震局科技星火计划项目 (XH14002Y, XY14005Y, XH16006Y) 和震情跟踪专项 (2015010307, 20152017) 联合资助.

① 该结果引自新疆地震台网正式编目结果: <http://10.5.202.37:8080/JOPENSCat/result.seam?sessionId=68495>.

的时差,与所计算出的互相关时差进行对比,找出二者总时差最小的入射线方位角。

利用互相关方法计算 8 个子台与中心台的时差时,分别对不同波形扫描时间长度进行了尝试,显示扫描时间长度为 9~11 s 计算出的互相关时差比较稳定,其中扫描时间为 10 s 的结果如图 2a 所示。由图可见,在震中方位上的子台,其相对到时的时差为负,反方位上为正。0~360°扫描得出方位角为 110.46°时,波射线到达各台的相对时差与互相关波形的时差相差最小,约 0.049 3 s (图 2b)。图 2a 中方括号内的数字为子台站号,方括号前数字为时间差。图 2b 中方括号内的数字为方位角,方括号上方数字为时间差,不同方位角上的半径长

度对应于不同波射线时差与互相关时间差的绝对差值。本文得出的方位角 110.46°与 109.64°相差 0.82°。进一步利用 Matlab 软件提供的 reckon 函数,求出距离中心子台 327.952 km (该值为中心子台与新疆地震台网所给的震中之间的球面大圆距离),方位角 110.46°所对应的震中位置为 (36.084°N, 82.479°E),比新疆地震台网编目的结果偏西南 4.714 km,但它满足地震编目所要求的震中误差小于 5 km 的一类精度水平。因此利用波形互相关方法可以较好地获取地震震中方位角,当震中距给定时,可以得出震中位置。从图 2a 还可以看出,震中与中心子台的连线几乎穿过 4、6 号子台。7、8、2 号子台偏南,3、9、5 号子台偏北。

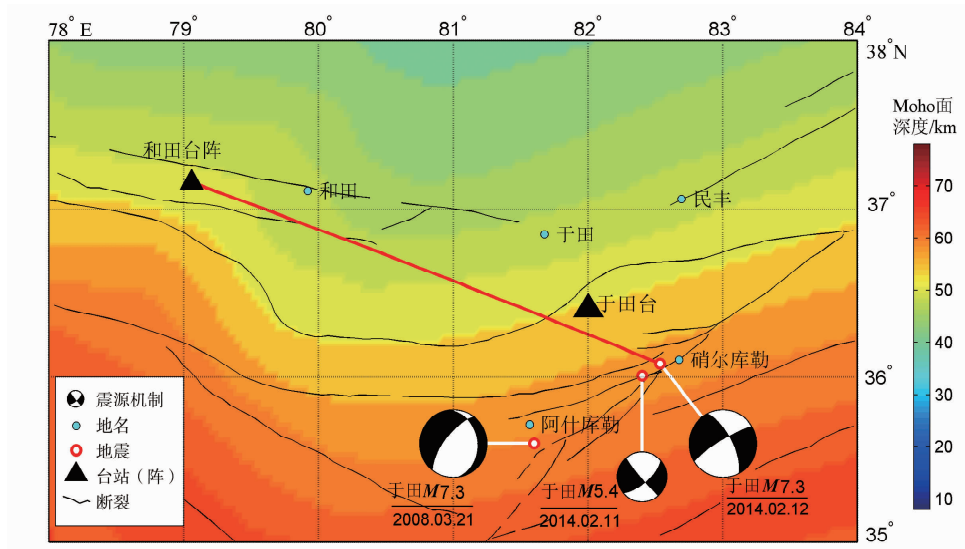


图 1 于田 $M_s7.3$ 地震的震中、震源机制、和田台阵、于田台站分布

Fig. 1 Distribution of epicenters, focal mechanisms of Yutian $M_s7.3$ earthquake, and Hetian array and Yutian Station

2 台阵 Pn 段的高频时间不同步性分析

2.1 破裂过程穿透的两种可能介质模型

为了对比和田台阵各子台记录的 Pn 段的一些高频特征,前文已给出了不同子台的时差以及中心台入射线的方位角。将子台按到时的先后顺序显示 Z 分量 (图 3),图 3 中 x 轴时间跨度近 4 s。由于台阵距离震中约 330 km,地壳内显著的直达 Pg 波尚未到达,该时间段波形成分基本为首波。图 3 中除了 t_1 初至的起始点外,在 1 s 左右大周期成分上存在约 0.4 s 的小周期成分。由于数据采样率为 100 点/s,利用 MSDP 软件,将波形放大到可以识别 0.01 s 的极限显示精度。根据 t_1 、 t_2 、 t_3 、 t_4

(t_i 分别为几个压缩波形的起始时刻)附近的曲线拐点情况、曲线变化形态及 9 个子台间波形对比,逐点分析局部时间的幅值变化,从而精细提取各个子台每个小周期成分的起始时刻 $t_{i,j}$ (其中 i 为 1~4 不同时刻, j 为 1~9 子台号),并用“+”标记在相应的波形上。图 4 中将子台号标注在横坐标轴上,且图 4 的台号顺序是以垂直入射线 (图 2) 从西南往东北按距入射线远近依次排列,以利于从入射线切线方向分析到时差异。 t_4 之后约 1 s, Pg 震相族抵达台阵,波形变得复杂化。由于 Pg 初至对应的破裂点早于 t_4 处 Pn 对应的破裂点, Pg、Pn 地壳速度模型的可靠性对其分析结果有较大影响,因此未考虑后续的细节震相。

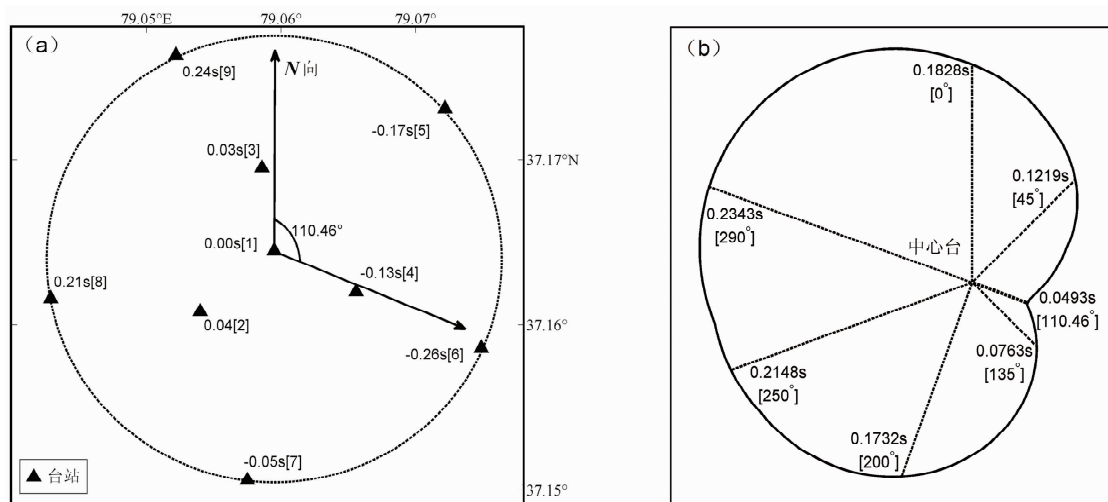


图2 和田台阵扫描不同方位角时差所获取的震中—台站方位角

(a) 台阵子台分布及互相关获取的相对走时差; (b) 不同方位角上计算的走时与互相关时差的绝对差值

Fig. 2 The epicenter – azimuth estimated by scanning the travel-time differences of different azimuth in Hetian array

(a) distribution of sub-stations and their relative travel-time residuals obtained by cross-correlation;

(b) absolute time difference between theoretic and cross-correlation in different azimuth

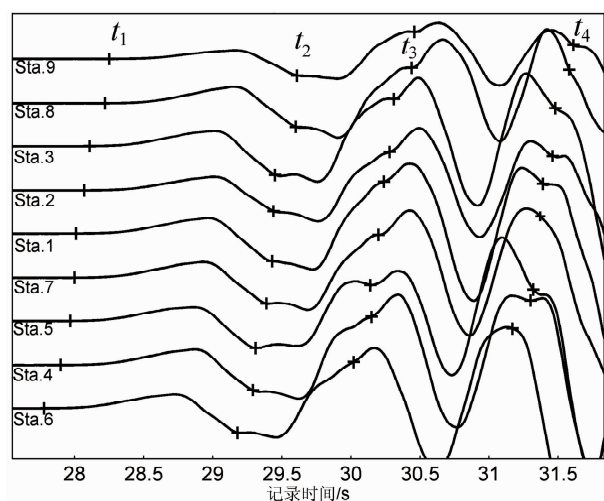


图3 和田台阵9个子台 Pn 段的波形展示

Fig. 3 The display of waveforms of head wave Pn recorded by 9 sub-stations of Hetian array

由图3可以发现,不同时刻点上的“+”有一定的时间交错性。为此,每个时刻点上9个子台都减去子台6的到时,将结果绘于图4a。由图4a可看出,不同震中距具有一定的走时差异,且后3个时刻的高频成分走时整体略低。图4b是在图4a

的基础上再将 t_1 时刻的各个子台时差对应相减。经过两次减法,基本扣除了每个子台 GPS 授时误差及台阵各子台之间距离的影响。图4b显示3条曲线几乎都小于0,而且沿垂直于波射线排列的子台所获取的差值呈“∩”型分布,表明后3组波动到6号子台的相对时间比第1组到达的相对时间减少了。引起这种现象可能有3种因素:①人工提取各个压缩波形初至到时引入了人为误差;②从震源传播到台阵的射线路径上存在着横切路径的强烈的横向速度扰动,引起一些非均匀相移;③震源破裂过程中,不同时刻破裂点所处的介质波速参数存在空间分布差异而引起相移。

对于第①种因素,笔者认为肯定存在拾取误差,但该误差应呈现非相关特征,不会出现“∩”型分布。对比图2a和图3,发现人工提取的初始时间和互相关方法给出的序列并不一致,特别是4、5号子台的顺序。这种差异可能是做互相关时使用了10 s的时间,在这个时段中震源破裂点已出现位置变化,5号子台更早接收到后续破裂点的震动。2、3号子台也有类似的现象。而发生这个现象的台站主要分布于相对中心台与震中连线近似对称的位置。对于第②种因素,在2.2节进一步分析。

对于第③种因素,给出以下模型。因为和田

台阵属小孔径台阵, 直径约 3 km, 震中距 328 km, 台阵对震源的张角很小 (约 0.524°)。射线在震源体之外的传播过程中几乎穿透相同的介质, 会引起后 3 组时差变小, 最有可能源于震源破裂点附近的介质参数在空间分布上的变化。假定 3 种情况: (1) 震源破裂点下部的各向异性差异减少; (2) 震源破裂点上部的各向异性差异减少; (3) 震源破裂点上下部的各向异性差异不变。

图 5 中, 保持模型 c 参数不变, 以作对比。破裂过程都由黑点向白点扩展; 每方格的高度为 1, 方格上的数字对应速度比值; 黑色箭头为 Pn 传播方向。模型 b 中, 破裂点从下往上破裂, 而首波都是朝下传播, 因此这里的箭头使用虚线, 以示区别。3 种模型的 Pn 穿透不同参数的两个方格厚度后的时差分别为: 模型 a: 1.340 9; 模型 b: 1.833 3; 模型 c: 2。

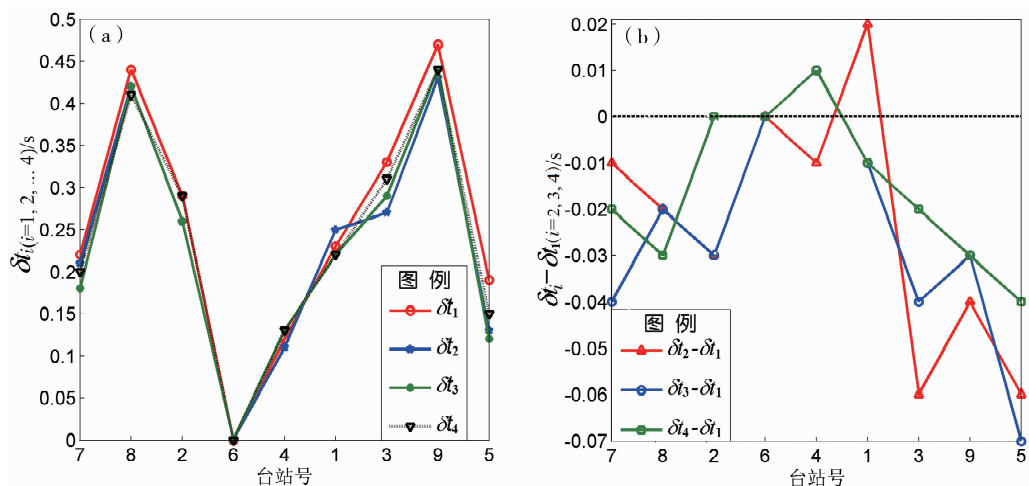


图 4 和田台阵相对于 6 号子台的走时差分析

(a) 不同子台 4 个时刻点各到与 6 号子台的差值; (b) 后 1 时刻各子台时间差与第 1 时刻各子台的时间差之再差值 (仍以 6 号子台做基准)

Fig. 4 Analysis of travel time difference in Hetian array that compared with the No. 6 sub-station

(a) travel time difference between sub-stations and the No. 6 sub-station at four time-spots;

(b) time difference of every sub-station by second-deducted on Fig. 4a

(take No. 6 sub-station as the reference)

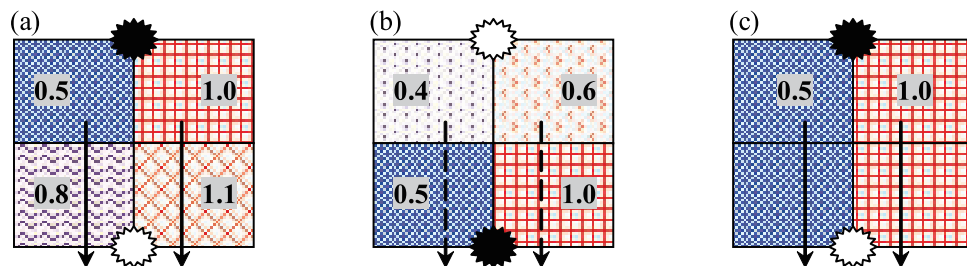


图 5 3 种不同震源破裂点处的介质模型垂向剖面

Fig. 5 Sketch map of vertical profile of models for anisotropic medium at the location of three kinds of focal rupture

因此只要在破裂过程中, 破裂点扩展的后期介质参数比前期的参数 (这里指 P 波波速) 更趋于相近时, 则从不同时刻传出的首波震动到达台阵各子台的时间将趋近。如果破裂后期的介质参数

差异大于前期, 那将大于模型 c 的值, 不满足图 4b 中所显示的现象。由于在各向同性线弹性模型中, 介质波速与介质参数关系式为 $V_p = \sqrt{(\lambda + 2\mu) / \rho}$, 其中, λ 、 μ 为拉梅常数, 分别反映压缩膨胀效应

和剪切形变效应； ρ 为介质密度，对于地壳介质， λ 、 μ 的垂向变化一般较 ρ 明显。因此推测于田 $M_s7.3$ 地震很可能符合 (1)、(2) 其中的一种情况，破裂点都有由破裂面上各向异性较强的点位向各向异性趋同的点位扩展的过程，在此过程中出现了疑似障碍体或凹凸体。障碍体指高临界强度区，也可以是断层面上的一些二级凹凸面 (Aki, 1979)，凹凸体指应力集中区 (宫武隆, 1993; Dragoni, Piombo, 1998) 的特征。在笔者研究的这 4 s 时间内，破裂点由各向异性较强 (如水平差异导致的垂向组合分布) 的点位向较弱点位过渡，每个破裂点的子震源在这个时间段内依次产生并传播首波，但后续破裂点的首波所经过的射线上的介质差异减弱，从而出现后续子破裂的首波走时更接近。实际上，在精细的破裂过程反演计算中，障碍体破裂过程的滑动幅度与其断层相应位置处的刚度有一定的模型关系 (何玉梅, 郑天愉, 1998)。这种反演方法上对刚度的差异性设置，与图 5 的速度垂向异性简化模型都属于刻画震源体内部各向异性特征。至于于田主震破裂方式是从上往下，还是从下往上，笔者没有搜集到更多的同精度的资料供分析。由于时差呈“ \cap ”型分布，不是单斜曲线，不支持该短暂破裂过程只朝单侧进行的情况，因此笔者着重讨论由水平分异引起的垂向介质参数差异。而张广伟等 (2014) 反演的结果也显示此次大地

震破裂面比较集中，水平两侧扩展的尺度不明显。

2.2 关于震源区以外速度界面影响的分析

进一步讨论 2.1 节中第②种因素的影响。不只传播路径上的速度间断面可以衍生震相，地震计的瞬态反应如果没有有效的阻尼作用，也将出现拖尾现象。对于地震仪器的因素，由于同台的瞬态响应不变，因此如果存在后续“拖尾”震相，这些震相应是等间隔的，不会出现“ \cap ”型分布。而对于速度界面的影响，引入震中距 58 km 的于田 (YUT) 台站波形进行分析。同时为了进一步对比，还引入了一个震中距与之相近 (56 km)、位错为走滑兼正断性质的、且位于初动向上的小震波形。该波形为北京南山村 (NSC) 台的记录的 2012 年 6 月 18 日天津宝坻 $M_s4.0$ 地震的波形 (震源机制解：走向 142° ，倾角 87° ，滑动角 -15°)。由于天津有近 50 个强震加速度计获取了相应的烈度分布，可以确定该地震为北西向破裂，所以与之共轭的北东向震源机制解舍弃。使用这个对比地震同时还考虑到 4 级地震破裂过程简单。

图 6 中将原始记录的 EW、NS 分量旋转到 T 、 R 分量，以确认于田台站记录的直达剪切波 S_g 初至。对比图 6b、f，NSC 台记录的 S_g - P_g 比 YUT 的台记录的略小，但都接近 8 s，反映出二者震中距的大小。由于宝坻 $M_s4.0$ 地震破裂尺度小，在图 6e~g 中可以明显看出，在 P_g 之后， S_g 之前，波

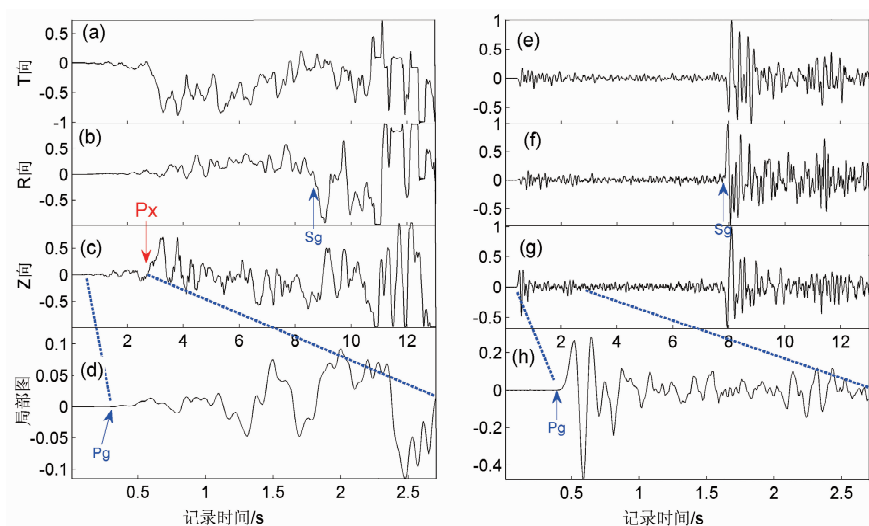


图 6 相似震中距的两台站记录不同震级的地震波形特征对比 (图 c、g 取 P_g 前 0.3 s 对齐)

(a~d) 于田台站记录的于田 $M_s7.3$ 地震; (e~h) 南山村台站记录的宝坻 $M_s4.0$ 地震

Fig. 6 Earthquake waveform comparison of different magnitude recorded by two stations with close epicenter-station distances (the waveform in fig. c and fig. d align by the first 0.3 s of P_g)

(a~d) Yutian $M_s7.3$ earthquake recorded by YUT Station; (e~h) Baodi $M_s4.0$ earthquake recorded by NSC Station

形幅度明显比 P_g 前 2 个周期的振幅小。而且在这个震中距, 反射震相 P^* 、 P_{11} 尚不发育, 因此 P_g 振幅占绝对优势。而于田 $M_s 7.3$ 地震破裂面尺度可达 $50 \times 15 \text{ km}$ (陈运泰, 顾浩鼎, 2004), 若以 0.8 倍的横波速度破裂, 破裂 10 km 尺度也需约 3.125 s (破裂速度假定为 3.2 km/s)。因此笔者在局部放大图 6d 中发现, 波幅强度呈增长趋势, 特别是图 6c 中的 P_x 处出现了一个更显著的介质破裂。由此推测, 即使在于田地地震破裂的前 3 s 内也存在多个级联子破裂, 与永善大震破裂过程类似 (曾融生, 师洁珊, 1978)。而位于震中距 328 km 处的和田台阵记录的 P_n 波形中捕捉了这些级联破裂的某些初动曲线拐点。

由于一个大地震破裂的过程是不均匀的, 每次子破裂点的位置在横向和纵向上都不一样。破裂过程中震源区介质的性质 (弹性、均匀性、各向异性) 都将发生变化, 关于台阵子台时差现象的分析, 除了上述 3 种情况外, 是否还有另外的解释? 这里引入两个概念: 一是震源区静态的各向异性分布; 二是地震发生过程伴随时间变化的局部性质瞬态改变。第一种情况为图 5 所示情形。对于随着破裂过程而产生的介质性质瞬态变化, 如果破裂点外的介质均匀或水平层状均匀, 则这个子破裂产生的波源传到台阵各子台的时间变化较少, 难以观测, 或呈单斜曲线。因为从其震源机制解可知, 断层面倾角约 82° , 而本文研究的子破裂间隔约 1 s, 如果是位错在入射面上的水平破裂分量引发的波速扰动所致 (水平层状均匀, 垂直分量不产生此效应), 当破裂速度取 3.2 km/s, 震源体附近地壳 P 波速度 6.2 km/s, 速度扰动为 10% 时, 两次破裂的各子台对应时差为 0.0018 s。这个量值在采样率为 100 点/s 观察不到。

而对于水平成层介质, 垂直入射面的位错破裂分量引发的介质 P 波速度变化, 对各子台的相对时差无影响, 即沿入射面法向的介质瞬态变化对各子台相对走时无影响 (处于同一平面波阵面同等相移不影响各子台的相对到时)。对于水平单向破裂, 则需进一步分析。根据图 1 断裂走向及震源机制解, 取破裂面走向 239° , 且假定本文研究的短时间破裂过程中, 破裂面走向不变, 根据震中相对各子台的方位角, 求出图 7a 中各子台的 θ , 进而可以利用破裂长度 d_1 、 d'_1 , 计算出 P_2 、 P_3 到子台 i 的走时与原路径 L_0 走时差。先假定破裂由

P_1 向西南破裂 10 km 到达 P_2 , 破裂过程介质力学性质发生瞬时改变, 可以产生 10% 的 P 波速度扰动, 则以 0.9 倍的 P 波速度穿过 $L_0 - L_1$ 的时间差, 如图 7b 的 Line1 曲线所示 (减去了最小变化的 7 号子台走时差, 括号里的数值是 7 号的相对走时差), 以 1.1 倍 P 波速度穿过 $L_0 - L_1$ 的时间差, 如图 7b 的 Line2 曲线所示。而由 P_1 向东北破裂 10 km 到达 P_3 的两个速度计算的走时差曲线分别为 Line3、Line4。计算表明, 在 10% 速度扰动的情况下, 要使该台阵子台的相对走时差达到 0.01 s 的识别水平, 破裂长度应不小于 10 km。因此对于本文研究的 3~4 s 的波形长度, 即使存在单侧破裂, 从 P 波信息里也仅仅能略有反映, 但不明显。不过对于单侧破裂, 各子台的相对走时是单斜型曲线。从 Line1、Line2 等后括号内数字对比还可显示, 向西南破裂引起的相对走时差略小于向东北破裂, 这是因为台阵位于震中西北, 而破裂走向为北东, 向东南破裂时, 新破裂点到各子台的距离都减小了 (图 7a)。因此, 对比图 4b 与图 7b 的走时差量级, 笔者认为震源区应存在“静态”的各向异性 (图 5a、b), 才能出现较符合子台相对走时差减少的特征。如果弹性模量值较大区与较小区的 P 波速度差异为 10%, 则产生本文可观测时差 (如 0.04 s) 的弹性异常体尺度约 1.23 km (与入射面平行的方向)。如果弹性模量值较大区与较小区的 P 波速度差异为 2%, 则产生本文可观测时差的弹性异常体尺度约 6.19 km (条件同上)。对于于田地地震, 当震源体附近存在各向异性时, 产生同等速度扰动的各向异性体尺度要比单侧破裂的长度小若干倍。本文观测到的时差量级更倾向于震源体附近存在各向异性体的结论。

3 结论与讨论

本文利用和田台阵的地震资料对 2014 年于田 $M_s 7.3$ 地震前 4 s 的破裂过程进行了细致分析。利用中心子台与震中的连线确定台阵中各个子台的相对位置。在此基础上对子台波形进行特定排序, 并提取了不同时刻点上的成组高频压缩波初至。这些初至走时之间的相互差异反映了一些震源破裂点处的介质特性。为进一步讨论这些特性的可能分布, 利用宝坻地震的 NSC 台资料与于田地地震的于田台资料进行对比, 结果反映和田台阵记录的 P_n 段内确实存

在多级级联破裂现象。如果早期破裂点处的各向异性差异大于后续破裂点(只分析了3 s)的差异,则可以更好解释本文提取到的“ \cap ”型时间分布现象。这也说明了和田台阵记录到了这个大地震最初破裂区的一些级联破裂的凹凸体或障碍体特征。若利用图4b中的3、9、5子台时差比其他子台更小的

细微差异,则可进一步推测后续破裂点将向南偏移,使得位于入射线北部的子台经过更长路径的各向异性较弱的区域,从而降低相对时差。这与中国地震局地球物理研究所应急处置给出的破裂过程反演分布中往南往深部扩展的特征相吻合,同时也与张广伟等(2014)复杂反演的往南破裂结果吻合。

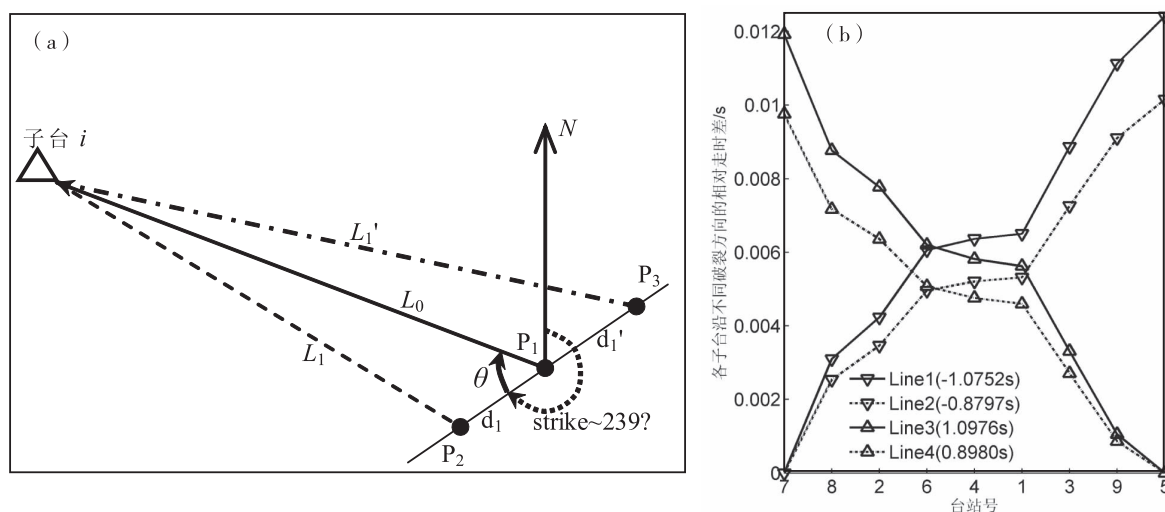


图7 沿走向破裂10 km后各子台相对走时差分析

(a) 沿震中 P_1 向西南破裂到 P_2 , 或向东北破裂到 P_3 的放大模型;

(b) 向西南或向东北破裂产生的子台相对时差

Fig. 7 Analysis on the relative travel-time residuals among sub-stations after ruptured 10 km along strike

(a) enlarge rupture model from epicenter P_1 to P_2 or P_3 , respectively along southwest or northeast direction;

(b) relative time residuals of sub-stations as rupturing along southwest or northeast direction

由于和田台阵距离震中还是较远,一些近场高频成分未能有效记录。对高频成分的人工提取位置也不能认定其必然很可靠。因此本文的结论还需要收集更多的近场台阵资料或相关类似资料进行判定。但利用台阵获取大震破裂过程的细微特征,这项工作是非常值得去研究的。

非常感谢在2014年于田地震应急工作中,新疆维吾尔自治区地震局蔚晓利研究员及唐明帅博士给予的帮助。同时感谢审稿老师对初稿的修改建议。

参考文献:

- 陈向军,上官文明,宋秀青等. 2014. 新疆全区和分区地壳速度模型的分析[J]. 中国地震, 30(2):178-187.
- 陈运泰,顾浩鼎. 2004. 震源理论基础[M]. 北京:中国科学院研究生院, 143-144.
- 国家地震局《阿尔金活动断裂带》课题组. 1992. 阿尔金活动断裂带——中国活断层研究专辑[M]. 北京:地震出版社, 75-99.

- 宫武隆. 1993. 日本内陆地震的动态破裂过程——强弱凹凸体[J]. 吴江星,译. 国际地震动态, (2):29-31.
- 何玉梅,郑天愉. 1998. 利用地震波形反演研究震源破裂时空过程[J]. 地球物理学报, 41(2):281-288.
- 宋秀青,缪发军,刘双庆等. 2014. 2014年新疆于田 $M_s7.3$ 地震序列的震源深度测定[J]. 中国地震, 30(2):198-207.
- 万永革,沈正康,盛书中等. 2010. 2008年新疆于田7.3级地震对周围断层的影响及其正断层机制的区域构造解释[J]. 地球物理学报, 53(2):280-289.
- 滕吉文,曾融生. 2002. 东亚大陆及周边海域 Moho 界面深度分布和基本构造格局[J]. 中国科学, 32(2):89-100.
- 王俊,宋秀青,陈向军等. 2014. 新疆于田 $M_s7.3$ 地震主震精确定位研究[J]. 中国地震, 30(2):188-197.
- 杨万志,张维洲,屈迅. 2005. 西昆仑山东段牙克断裂与康西瓦断裂,阿尔金断裂关系的地球化学证据[J]. 地质通报, 24(4):316-321.
- 中国地震局地球物理研究所. 2014. 2014年2月11日新疆维吾尔自治区和田地区于田县5.4级地震[EB/OL]. (2014-02-11) [2014-11-10]. <http://www.cea-igp.ac.cn/tpwx/269339.shtml>.
- 张广伟,雷建设,孙长青. 2014. 2014年2月12日新疆于田 $M_s7.3$

- 级地震主震及余震序列重定位研究[J]. 地球物理学报, 57(3):1012–1020.
- 曾融生, 师洁珊. 1978. 1974年5月10日云南永善大关主震的多重性[J]. 地球物理学报, 21(2):160–173.
- Aki K. 1979. Characterization of barriers on an earthquake fault[J]. J Geophys Res, 84(B11):6140–6148.
- Dragoni M, Piombo A. 1998. 穿过具有平滑界面凹凸体的无震位错的传播[J]. 陈玉堂, 译. 世界地震译丛, (2):78–86.

A Speculative Barrier Effect of Yutian $M_s7.3$ Earthquake in 2014

LIU Shuangqing¹, CHEN Xiangjun², WANG Yixi¹, WANG Junfei³

(1. *Earthquake Administration of Tianjin Municipality, Tianjin 300201, China*)

(2. *Earthquake Administration of Xinjiang Uygur Autonomous Region, Urumqi 830011, Xinjiang, China*)

(3. *Earthquake Administration of Jiangsu Province, Nanjing 210014, Jiangsu, China*)

Abstract

Depending on the high frequency waveform in forepart 4 s of Pn, which was recorded by Xinjiang Hetian array, we analyzed the relative position of several speculative forepart rupture in the initial period of Yutian $M_s7.3$ main shock in 2014, and introduced two concessional rupture kinematics models to explain the observation phenomena. Aim to deeply study the feasibility and veracity of these two models, we also used seismic wave recorded by Yutian Station. The following conclusion was given that the first rupture of the Yutian earthquake would start at an intensively horizontal anisotropic position, and then transmitted into much less anisotropic area in the succedent 3 s. The direction of the short rupture process showed a slight southern trend.

Key words: Hetian array; Pn phase; rupture spread; barrier