

卢龙地区 S 波偏振与上地壳裂隙各向异性*

姚 陈

(国家地震局地质研究所, 北京 100029)

王培德 陈运泰

(国家地震局地球物理研究所, 北京 100081)

摘 要

由三分量数字地震仪组成的小孔径流动台网记录了 1982 年 10 月 19 日河北卢龙 $M_s = 6.1$ 级地震的部分余震。用质点运动图的方法对横波的偏振进行了分析。研究表明, 在横波窗内的各观测点都存在横波的分裂现象。不同离源角和方位角快波偏振的水平投影都具有近 $NE40^\circ$ 方向的优势取向, 与根据卢龙地震两组断层错动在各向同性介质中所辐射的横波的偏振方向不一致。这可以由传播介质中应力所导致裂隙的定向排列来解释。这一观测结果提供了卢龙地区脆性上地壳大范围膨胀各向异性 (EDA) 的证据, 并表明这一地区直立平行排列裂隙取向和水平主压应力的方向为 $NE40^\circ$ 。

关键词 各向异性, 横波分裂, 偏振, 横波窗, 卢龙地区。

一、引 言

近十几年来, 对各向异性介质中地震波传播的理论研究与观测迅速发展。Crampin 对横波分裂现象的研究最引人注目, 他指出横波分裂是地震体波在各向异性介质中传播的最显著特征^[1]。对土耳其北安纳托利亚断层区的地震研究以及在世界其它一些地区对横波分裂的观测和研究, 证实了脆性上地壳存在着大范围膨胀各向异性^[2]。横波携带的源和波传播所经介质的信息量约比纵波携带的高 4 倍, 由横波的特征可以得到应力和裂隙的几何图像及动态变化, 对于地震预报也有重要意义, 所以得到地球物理学家和地质学家的广泛关注^[3]。

迄今在国内尚未见到由横波分裂给出深部介质各向异性的证据。随着观测技术水平的提高, 三分量数字地震记录逐渐增多, 为对横波震相做深入的分析提供了可能性, 特别是小孔径流动数字化台网的地震近场记录对横波分裂研究极其有利。本文利用河北卢龙地震的近场记录研究横波的特征, 着重分析横波分裂的偏振异常, 讨论源的辐射、介质特性和自由表面对横波的作用。最后由快波偏振水平投影方向给出直立平行排列裂隙取向和地壳内水平主压应力的方向。

* 地震科学联合基金资助的课题。

本文 1990 年 2 月 1 日收到, 1991 年 9 月 29 日收到修改稿。

若地震波传播所经过的介质为各向同性介质,那么从位错源发出的横波的偏振方向与接收点的方位角、离源角有关.由于横波在均匀各向同性介质中的传播速度与其偏振无关,所以横波在传播过程中将始终保持线性偏振的特征.当横波在临界角(对于泊松比为0.25的介质,约为 35°)以内入射自由表面时,仪器记录到的地表位移的振动特征与入射波位移的振动特征基本一致,通常把这一入射范围称为横波窗.在横波窗外,自由表面产生的反射波及其相移使地表位移的特征不同于入射波位移的特征,且地表位移记录中的横波偏振也不同于入射波的偏振.在各向异性介质中横波分成两个以不同的速度和偏振方向传播的准横波^[9],这就是横波分裂现象.横波分裂表现为横波的偏振异常,这种异常分布的特性依赖于各向异性介质的性质及其空间取向,除了在一些特殊的传播方向上,分裂开的快波 $qS1$ 和慢波 $qS2$ 的偏振一般不能再区分成 SV 波和 SH 波^[9].当两准横波由源至接收点的传播路径相近时,快波和慢波的偏振近似正交.近震源观测对应着由源激发地震波以曲面波前传播至接收点.波群传播与相位传播的不同会导致附加的震相^[6].实际观测接收的是波群的传播,与相位传播给出的横波窗半径比较,波群传播所给出的稍有扩大或缩小^[7,8].在临界角附近,会出现径向分量很强的沿地表滑行的 SP 波,容易被误认为横波分裂^[8,9].为了避免横波窗外及临界角附近问题的复杂性,和许多研究者的通常做法一样,我们限于在横波窗内讨论横波的偏振特性.

二、卢龙余震横波分裂特征

由5台DCS-302数字磁带记录地震仪组成的小孔径流动台网对1982年10月19日河北卢龙地震($M_s = 6.1$)的部分余震作了近场观测,得到了一批近场数字记录^[10].DCS-302是美国Terra Technology Corp.制造的三分向数字地震仪,与SSA-312伺服加速度

计配合使用记录垂直、东西和南北三个方向的地面运动加速度.SSA-312加速摆的频率响应范围为0—100Hz,摆体检测到的加速度转换成电信号后送入DCS-302地震仪,信号经截止频率为30Hz的5阶Butterworth低通滤波器滤波后,由模-数转换电路变成数字量.该地震仪的采样率为100sps,字长12位二进制数,具有4档自动量程转换,总动态范围为112dB,最大量程为一个重力加速度 g ,分辨率为 $5.0 \times 10^{-6}g$.仪器采用了带有内部存储单元的延时触发记录,触发阈值可按工作地点的本底噪声背景和工作的需要设定,内部存储单元可记忆1.92s的三分量数据.

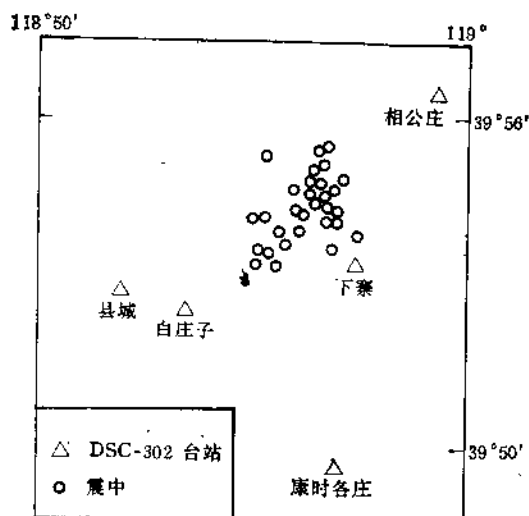


图1 1982年10月19日卢龙地震($M_s = 6.1$)部分余震的震中位置和观测台站分布图

据北京台网测定,卢龙地震主震震

中的位置在北纬 $39^{\circ}57'$, 东经 $119^{\circ}04'$ 。流动台网在 1982 年 10 月 21—29 日之间进行了观测并获得了大量余震的近场数字记录, 到时数据足以定位的地震有 24 个。定位结果表明, 平均震源深度为 7—8 km, 即大多数卢龙余震发生于脆性的上地壳内。记录台站为县城、白庄子、下寨、康时各庄和相公庄, 震中与台站分布如图 1 所示。还有一些地震只有一个或二个台获得记录, 由于到时数据不够而未能用小孔径网内定位。

1. 观测记录的选取和预处理

由于横波窗的限制, 资料选取考虑如下因素:

小孔径台网的定位精度要高于区域台网给出的精度, 但小孔径台网的定位仍基于介质各向同性假设, 在各向异性介质中的定位则要求有更高的观测台网密度。我们以小孔径网在各向同性介质条件定位为基准, 并考虑到由此会产生一些震中位置和震源深度的误差。

我们对横波窗内的地震记录进行研究, 当台基下面有一较薄的低速盖层时, 实际横波窗的半径会有所扩大。由于缺乏各接收点下面介质的速度结构资料, 对已定位和没有定位的地震如符合以下条件的也加以研究: (1) P 波和 S 波之间到时差小于 1.5 s, 根据平均震源深度估算这类地震也可能在横波窗内; (2) 原始加速度记录横波初动为线性偏振, 各分量无超临界入射引入的相移。有的地震虽在横波窗内, 由于位错源的辐射图型的影响, 横波过于微弱, 对这种记录不做进一步分析。

本文以三分量位移记录对横波分裂进行研究。原始记录为加速度数字记录, 经两次积分得到位移。考虑卢龙余震记录的主要频率成分在 10 Hz 左右, 用中心频率为 10 Hz 带宽为 0.2—20 Hz 的高斯窗做带通滤波, 以压制低频成分。图 2 是康时各庄台记录的 1982 年 10 月 22 日 $M_L = 1.5$ 级地震的加速度图和经滤波处理后的位移图。

由横波分裂导致的快、慢波的相对时间差较小时, 高频波比低频波有更高的分辨率。我们选取位移时间序列的主频率为 10 Hz, 在这一频率成分的三分量位移记录图上容易直接看到快波和慢波偏振方向的变化。

2. 横波的偏振与质点运动图

我们用未经坐标转换的三分量位移图分析横波的偏振, 并由沿南北向的垂直面和水平面上的质点运动图来显示偏振方向的变化。这样做需要地表接收条件比较简单, 能直接判断出 SP 波的尖锐波至和 S 波超临界入射在两水平向的到时差。图 3a 为相公庄台

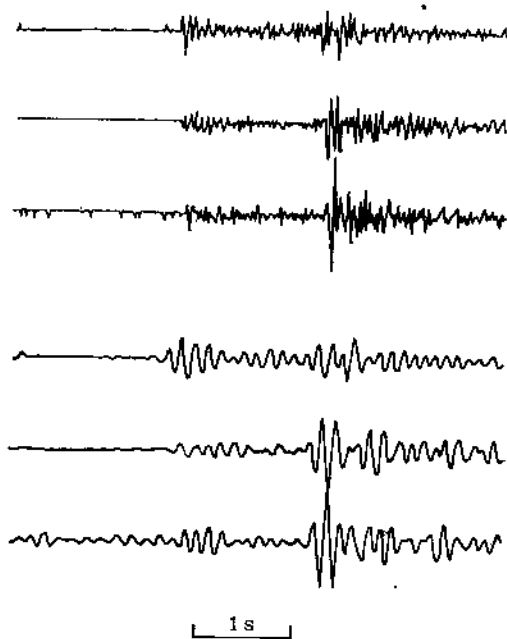


图 2 康时各庄台记录的 1982 年 10 月 22 日 $M_L = 1.5$ 级地震的加速度图和经滤波处理后的位移图

记录的 1982 年 10 月 22 日 0 时 48 分 $M_L = 1.9$ 级地震的位移图, 从图上可以见到沿地表滑行 SP 波的尖锐波至. 图 3b 为相公庄台记录的 1982 年 10 月 28 日 15 时 30 分 $M_L = 1.5$ 级地震的位移图, 从图上可以见到由于横波超临界入射而引起横波在两个水平方向上具有不同的到时的震相.

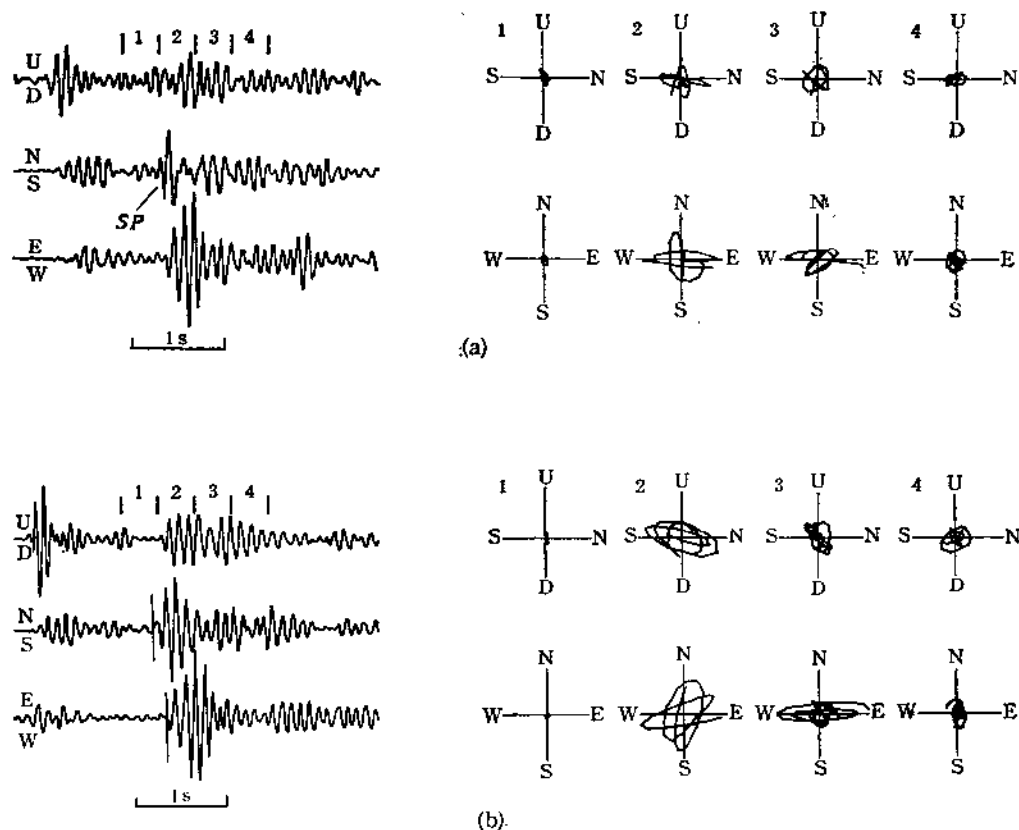


图 3 相公庄台记录的两个地震的位移图

(a) 1982 年 10 月 22 日 0 时 48 分 $M_L = 1.9$ 级地震的位移图;

(b) 1982 年 10 月 28 日 15 时 30 分 $M_L = 1.5$ 级地震的位移图.

对下寨台而言, 大多数经流动台网定位地震都落在横波窗内. 图 4 为该台对 3 个地震的记录, 可以看出直达 P 波和 S 波之间其它震相比较弱, 横波的偏振主要在水平向; 尽管 3 个地震横波的波列不同, 但都可以看出其中有两种不同偏振方向的波. 在水平面上的质点运动图中尤为明显. 在接近线性偏振的快波 $qS1$ 初动后的几个周期, 两水平道振动极性反向, 偏振方向出现近 90° 的变化, 即慢波 $qS2$ 的振动. $qS2$ 波的初动不易直接看出, 但其开始振动部分往往对应着两水平道位移波形或视周期的变化. 如不区分快波 $qS1$ 初动的极性, 可见图 4 中快波偏振的水平投影为北东向. 这 3 个地震记录的区别是: 图 4a 中快波振幅很弱; 图 4b 中慢波振幅弱; 图 4c 中快波与慢波的振幅相当. 从水平位移图中可见, 快波初动后到极性发生反转出现波峰的次数不同, 即快慢波的相对时间延迟是有区别的. 尽管其它接收点的场地条件不同, 但都可见到类似的横波偏振方向的突然变化,

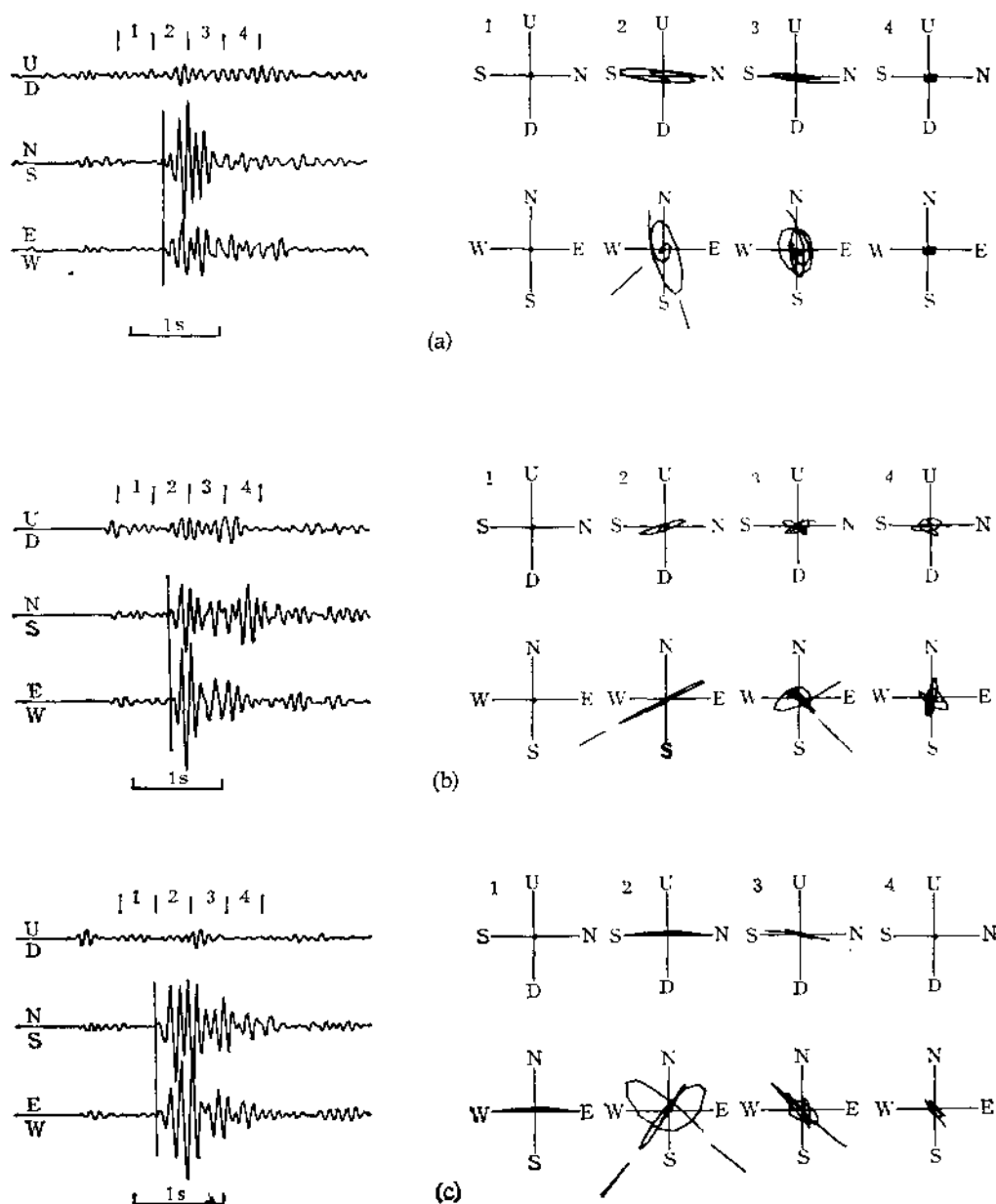


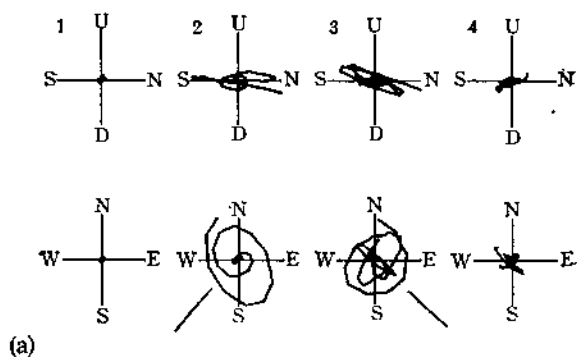
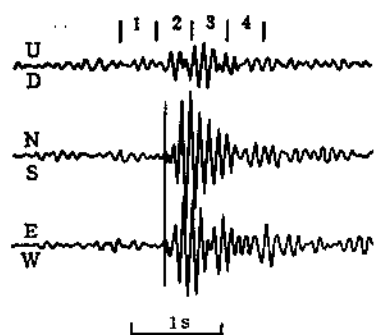
图 4 下寨台记录的 3 个余震的位移记录和质点运动轨迹图

图 5 显示了白庄子、县城、康时各庄和相公庄等台记录到的横波分裂, 且快波的偏振呈北东向, 慢波的偏振呈北西向。

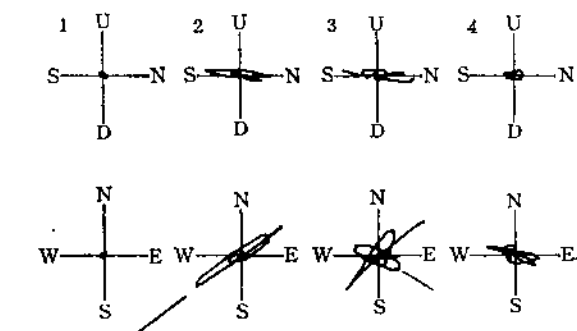
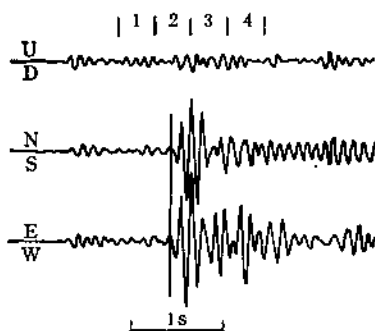
有些直达横波在横波窗外, 但深界面反射的横波和盖层的 PS 透射转换横波及多次波却在横波窗内, 也可以看到上述横波分裂的特征, 如图 5f, g。

3. 快波偏振的等面积投影

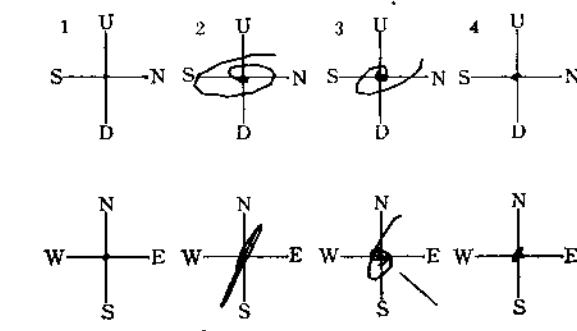
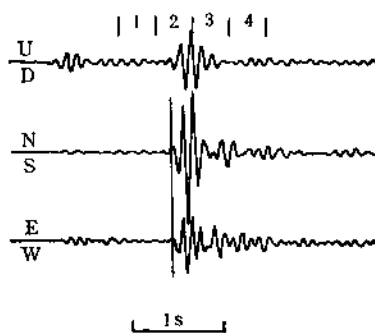
各个地震辐射的直达横波至不同的接收台站有不同的离源角和方位角, 图 6 用下半



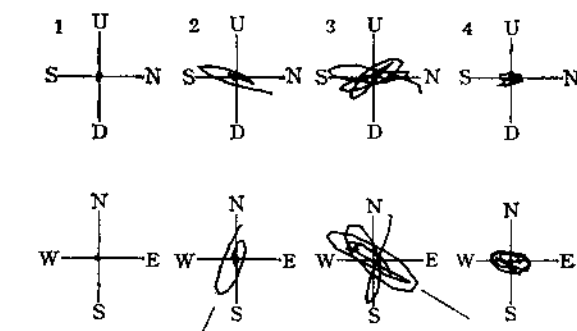
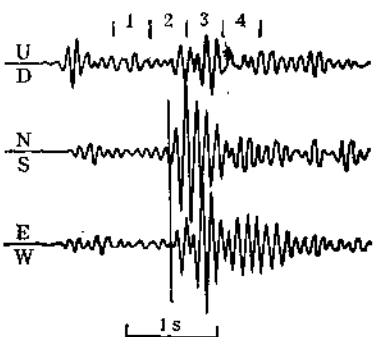
(a)



(b)



(c)



(d)

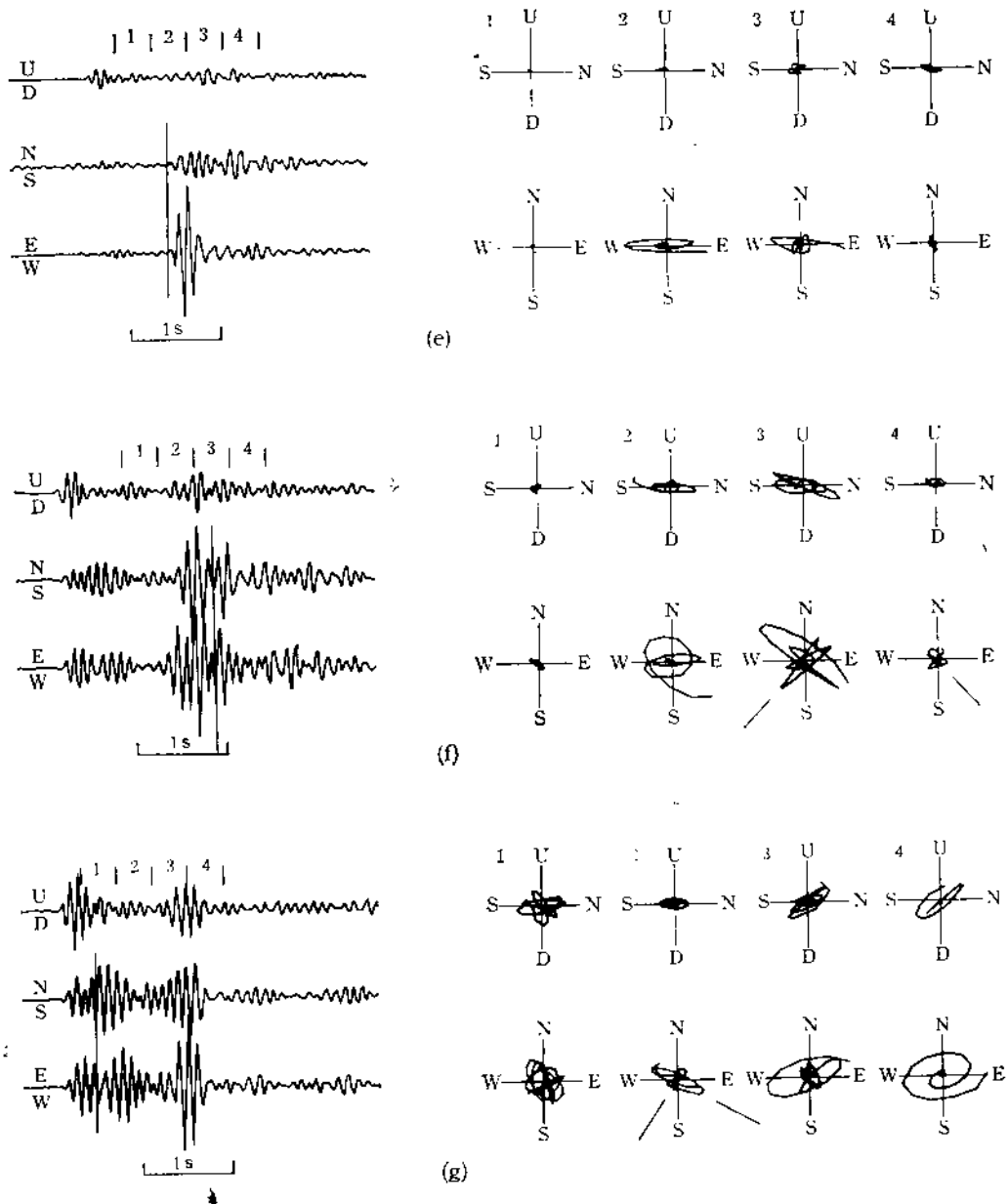


图 5 卢龙地震余震观测中部分地震的位移记录和质点运动轨迹图

(a) 白庄子台(10月26日18时07分, $M_L = 2.0$); (b) 县城台(10月22日01时55分, $M_L = 1.5$);
 (c) 康时各台(10月22日13时55分, $M_L = 2.4$); (d) 相公庄台(10月23日04时46分, $M_L = 2.0$);
 (e) 下寨台(10月27日10时25分, $M_L = 1.5$), 图中表现横波窗内 S 波分裂奇异性; (f) 白庄子台(10月27日01时43分, $M_L = 4.0$), 该记录示出深界面反射波的 S 波分裂; (g) 白庄子台(10月22日16时59分, $M_L = 2.0$), 该图示出沿沉积层的 P-S 转换波的分裂。

球的等面积投影表示以离源角和方位角为参数的快波偏振方向的分布。快波偏振方向根据质点运动图椭圆偏振长轴方向确定。鉴于白庄子、相公庄和康时各庄的台基为沉积层, 我们将横波窗半径扩大到离源角 50° 。尽管由于没有校正沉积薄层引起的离源角的计算

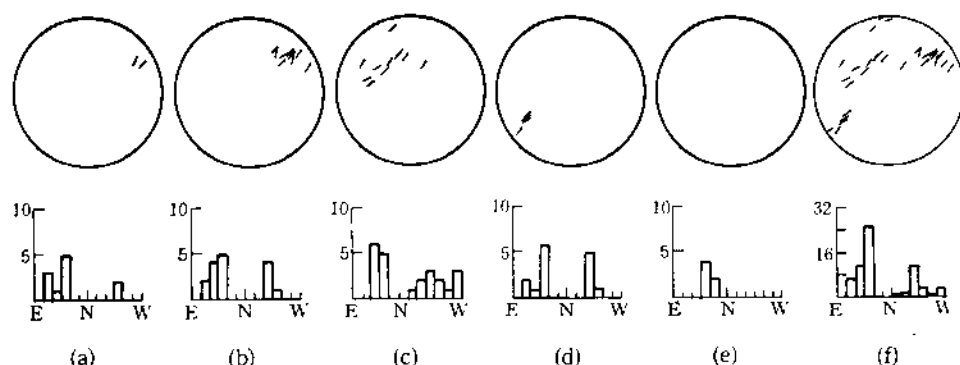


图 6 5 个观测台记录的 S 波分裂快波偏振等面积投影和快慢波偏振方向分布统计直方图

误差, 以及如前所述的震源定位不够准确会给快波偏振方向在等面积投影图上的位置带来的偏差, 并且有些台记录到的横波窗内的地震数目也比较少, 但不同方位、不同离源角快波偏振的水平投影都在北东方向呈优势取向。为表示各台快波偏振水平方向投影的整体特征, 我们将 5 个台记录的 S 波分裂快波偏振的等面积投影示于图 6f, 可见偏振方向的一致性是很明显的。

在有些地震记录中只能看到清楚的慢波偏振, 还有些地震记录中横波分裂的现象看得很清楚, 但没有能对地震定位。为弥补这一不足, 我们在图中给出快波偏振方位分布的直方图。由于没有区分极性, 只归并为北东和北西两个方位范围。图中的两个峰值对应着横波初动偏振方位的优势取向。结合快波偏振等面积投影图我们得到快波的水平投影较一致地呈近 $NE40^\circ$ 的优势方向。

三、对快波偏振方向的解释

吴大铭等对卢龙地震余震的研究表明, 卢龙地震序列是由两组断层面的活动构成的, 分别来自走向北东和走向近东西两组非共轭平面断层活动^[11]。在介质是各向同性介质假设条件下, 由这两组断层的远场辐射图型作出的横波偏振方向的等面积投影图(图 7)^[12]与实际观测的结果有较大的差别, 因此不能用各向同性介质条件下位错源辐射的横波偏振来解释实际观测中见到的快波偏振的优势取向和慢波的偏振。

卢龙余震发生在 10km 深度内的上地壳中, 在小孔径台网内直达波是强震相。在横波出现以前到达的其它次生震相很弱, 这在台基为基岩的情况下特别明显。当台基下面有沉积层时, 在离源角较大的情况下, 在直达 P 波和 S 波之间会出现转换波或层内多次波, 根据其偏振特征可辨认出这种波为 P-S 或 S-P 转换波。我们没有使用横波不发育的记录, 直达横波作为记录中的强震相, 保留了记录中其初动的主要偏振特征, 不能用界面次生波来解释快慢波偏振近似正交的现象。来自深层界面的反射波也不能解释慢波的偏振和相对快波的相位延迟。界面的倾斜或弯曲可以改变波的偏振特征, 但是难以同时解释不同方位不同离源角横波的分裂, 特别是快波偏振水平投影的一致性。

过去对于华北地区应力场的研究已经证明华北地区水平向主压应力的方向为北东

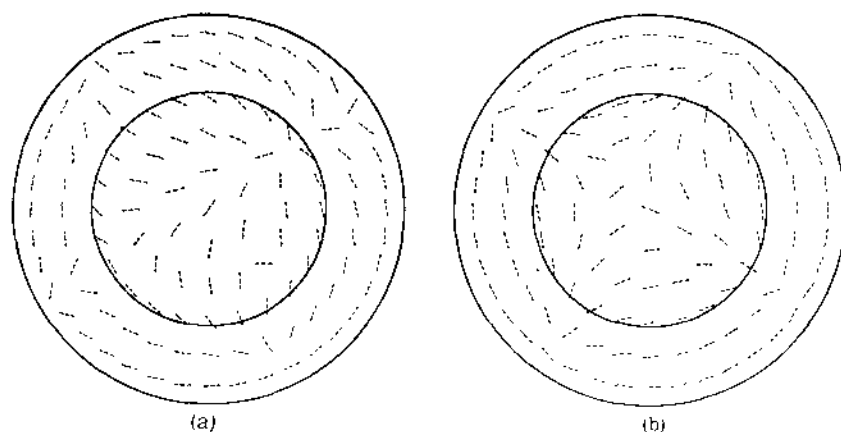


图 7 各向同性介质条件下卢龙两组断层错动辐射 S 波偏振等面积投影图

(a) 第 1 条断裂, 倾角 65° , 滑动角 135° , 走向角 270° ;

(b) 第 2 条断裂, 倾角 20° , 滑动角 165° , 走向角 195° 。

向。与吴大铭等确定的卢龙地震第 2 条断裂综合断层面解所确定的主压应力轴的方向相近, 而与第 1 条断裂所确定的主压应力轴方向不同^[11]。地震的发生特别是大地震以后的余震可以是已有断层在应力作用下再次错动的结果。根据余震的综合断层面解得到的应力方向, 并不能完全代表区域应力的方向, 据此我们认为卢龙地区水平向主压应力的方向为北东向。我们以裂隙介质对横波传播的作用来解释观测到的分裂横波的快波偏振的优势取向与区域应力场主压应力方向的一致性。Crampin 提出了大范围膨胀各向异性(EDA)假设。这个假说认为脆性地壳弥漫着微裂隙和介质水。在地壳内水平向主压应力的作用下, 可产生沿主压应力方向的直立、平行排列的裂隙, 这种裂隙介质导致地震波传播的各向异性^[13,14]。

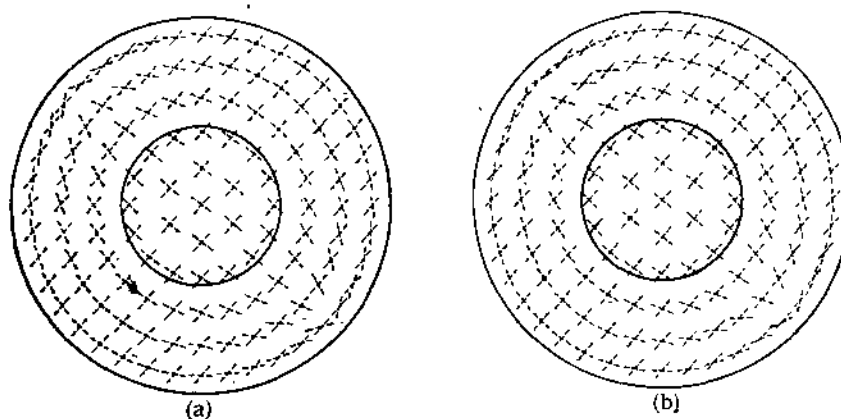


图 8 各向异性介质中横波分裂快、慢波偏振方向的下半球等面积投影图

使用各向异性介质中理论地震图的计算证明, 穿过裂隙各向异性介质的地震体波与各向同性介质中体波相比, 最突出的特征是横波分裂。对于直立平行排列裂隙, 虽横波分裂的特征随传播方向变化, 但横波分裂的快波偏振水平方向却平行于裂隙取向。使用由

Hudson 推导,并经 Crampin 调整的裂隙介质 4 阶弹性张量进行理论计算^[9,15],设直立平行排列裂隙的走向为 NE40°,裂隙密度为 0.03,裂隙纵横比为 0.025,介质在不含裂隙时的纵波速度为 5.8km/s,横波速度为 3.349km/s,密度为 2.6g/cm³,其快、慢波偏振的方向等面积投影如图 8。图 8a 对应含水的裂隙介质,图 8b 对应干裂隙。理论计算的结果与实际观测的一致性,表明所作假设是合理的。由于 EDA 现象是低应力现象,从物理机制上我们更倾向于实际介质是含水的裂隙介质。上述分析也同时确认了卢龙地区水平主压应力的方向为 NE40°。

四、讨 论

快波和慢波的偏振方向与源的辐射无关,仅取决于裂隙介质的性质和波传播的路径^[9],但快慢波能量的变化取决于各个地震位错源的辐射图型。裂隙散射导致 3 类体波吸收的各向异性,慢波的衰减比快波的衰减更快一些^[15]。在实际观测中发现了比快波振幅大得多的慢波振幅,这说明快慢波的振幅比还应包含有位错源的影响。目前的理论对震源做了大量假设和简化,裂隙介质中源的问题有待进一步研究,它关系着用研究吸收获取比从偏振和到时差的研究中得到有关裂隙介质的更详细的信息。

裂隙介质中快、慢波的传播速度随方向变化,其相对到时不仅依赖于传播路径的长度,也与裂隙参数有关。当裂隙参数发生随时间的变化时,有可能从相对到时差的变化中发现它们的变化。由于地震记录数量的不足,也没有在横波窗内得到一个包括较大地震和它前后的多个较小地震构成的序列,以便于对到时差的变化进行分析。从图 5e 可以看到在 $M_L = 4.2$ 级地震的前后下寨台记录的横波运动特性有所变化,说明有可能通过横波分裂的观测来得到介质裂隙参数动态变化的信息。

近年来国外有些关于近场地震记录的研究注意到场地效应对记录频谱的影响^[16,17]。我们在横波分裂的研究中讨论的频率范围为 10Hz 左右,波长为几百米左右,一般不会由于场地效应而影响横波的偏振特性。如何从实际记录中消除场地效应的影响也是一个正在研究的课题,因此详细的讨论场地效应对横波偏振的影响还需要进一步工作。

我们对卢龙地区近场记录的波形分析主要是对横波的分析,还是比较初步的,但是从这种分析中得到了一些有意义的结果。确认了在卢龙地区的近场记录中存在横波分裂现象,并得到了快波偏振水平投影的优势取向。由此可推断在该地区脆性上地壳内存在直立平行排列微裂隙,其方向为 NE40°,即华北地区水平主压应力场的方向。这一结果与以往测震学和地震地质学所得出的华北地区北东向主压应力场的方向一致^[18]。为加强对震源过程和震源区介质性质及状态的研究,需要有更密集的三分量数字化记录的台网对地震做更长时间的记录,同时也需要进一步发展波形的理论研究。

参 考 文 献

- [1] Crampin, S., Seismic wave propagation through a cracked solid: polarization as a possible dilatancy diagnostic, *Geophys. J. R. astr. Soc.*, **53**, 467—496, 1978.
- [2] Crampin, S., Geological and industrial implications of extensive-dilatancy anisotropy, *Nature*, **328**, 491—496, 1987.
- [3] 林蓉辉,地震各向异性与 S 波分裂研究,地震科技情报, **3**, 1—32, 1989.

- [4] Crampin, S., An introduction to wave propagation in anisotropic media, *Geophys. J. R. astr. Soc.*, **76**, 17—28, 1984.
- [5] 姚 陈, 穿透裂隙介质远震 PS 波的分裂, *中国地震*, **5**, 1, 38—47, 1989.
- [6] Booth, D. C. and Crampin, S., The anisotropic reflectivity technique theory, *Geophys. J. R. astr. Soc.*, **72**, 755—765, 1983.
- [7] Evans, R., Effects of free surface on shear wavetrains, *Geophys. J. R. astr. Soc.*, **76**, 165—172, 1984.
- [8] Booth, D. C. and Crampin, S., Shear-wave polarizations on a curved wavefront at an isotropic surface, *Geophys. J. R. astr. Soc.*, **77**, 31—45, 1985.
- [9] 姚 陈, 地方震各向异性合成地震图研究, *地球物理学报*, 待发表.
- [10] 王培德, 近震源强地面运动研究, 博士研究生毕业论文, 国家地震局地球物理研究所, 1987.
- [11] 吴大铭、王培德、陈运泰, 用 SH 波和 P 波振幅比确定震源机制解, *地震学报*, **11**, 275—281, 1989.
- [12] Aki, K. and Richards, P. G., *Quantitative Seismology: Theory and Methods*, W. H. Freeman, San Francisco, 1980.
- [13] Crampin, S., Evans, R. and Atkinson, B. K., Earthquake prediction: a physical bases, *Geophys. J. R. astr. Soc.*, **76**, 147—156, 1984.
- [14] Crampin, S. and Booth, D. C., Shear-wave polarizations near the North Anatolian Fault II. Interpretation in terms of crack-induced anisotropy, *Geophys. J. R. astr. Soc.*, **83**, 75—92, 1985.
- [15] Crampin, S., Effective elastic constants for wave propagation through cracked solids, *Geophys. J. R. astr. Soc.*, **76**, 135—145, 1984.
- [16] Castero, R., Anderson, J. G. and Singh, K., Site response, attenuation and source spectra of S waves along the Guerrero, Mexico subduction zone, *Bull. Seism. Soc. Amer.*, **80**, 1481—1503, 1990.
- [17] Blakeslee, S. and Malin, P., High-frequency site effects at two parkfield downhole and surface stations, *Bull. Seism. Soc. Amer.*, **81**, 332—345, 1991.
- [18] 国家地震局《一九七六年唐山地震》编辑组, 一九七六年唐山地震, 地震出版社, 1982.

SHEAR-WAVE POLARIZATION AND CRACK INDUCED ANISOTROPY OF UPPER CRUST IN LULONG, NORTH CHINA

YAO CHEN

(Institute of Geology, State Seismological Bureau, Beijing 100029)

WANG PEI-DE CHEN YUN-TAI

(Institute of Geophysics, State Seismological Bureau, Beijing 100081)

Abstract

We have used a temporal network consisting of three-component digital seismographs to record aftershock sequence of the Lulong, Hebei Province, China, earthquake of October 19, 1982, ($M_s=6.1$). Polarization of shear-wave is analysed by using particle motion diagram. It is demonstrated that the shear wave splitting exists at all seismic stations within shear-wave window. For different azimuths and take-off angles, the horizontal projections of faster shear-wave polarization present a dominant azimuth of polarization of about NE40°. This azimuth is different from the shear-wave polarization pattern determined from two groups of fault planes in Lulong earthquake sequence if the anisotropy is not taken into account. The stress-induced crack alignments in the propagation media can be used to explain this discrepancy. The observation presented in this study exhibits the existence of extensive dilatancy anisotropy (EDA) in upper crust of the Lulong, North China, area and demonstrates that the orientation of the vertical parallel-aligned cracks and the regional horizontal maximum compression is about NE40°.

Key words Anisotropy, Shear-wave splitting, Polarization, Shear-wave window, Lulong.