

辛维、王宝善、郭志伟等 2011, 单轴加载条件下瑞利波偏振和不同震相波速对应力敏感性的实验研究, 中国地震 27(1), 39~48。

· 研究论文 ·

单轴加载条件下瑞利波偏振和不同震相波速对应力敏感性的实验研究

辛维 王宝善 郭志伟 葛洪魁

中国地震局地球物理研究所, 北京市海淀区民族大学南路 5 号 100081

摘要 岩石应力状态的改变会使接收到的波形发生变化, 这是利用弹性波检测介质性质和应力变化的基础。研究对应力敏感的弹性波参数及其分析方法对于发展介质应力监测技术具有重要意义。本文在实验室内以长方体花岗岩为样本, 在不同的单轴压力下重复激发超声波且用三分量的传感器接收, 利用记录的全波形信息研究了不同震相的到时、Rayleigh 波偏振与岩石应力状态变化的关系。结果表明: ①不同震相的波速对应力变化的敏感性为 10^{-8} /Pa 数量级, 且敏感程度从大到小依次为: Rayleigh 波 > S 波 > P 波。②随着应力的增大, Rayleigh 波偏振变强, 但其敏感性随应力增大而变小, 这反映出了介质性质的非线性变化特性。③应力较小时, Rayleigh 波偏振对应力的敏感性比波速大数倍。

关键词: 岩石 波速变化 Rayleigh 波偏振 应力变化 实验研究

[文章编号] 1001-4683(2011)01-039-10 [中图分类号] P315 [文献标识码] A

0 引言

介质应力状态的改变会导致通过介质的弹性波的变化, 因此, 我们可以通过测量弹性波的变化来监测介质应力状态的变化。事实上, 在地震前后地下介质应力都发生了变化 (Aki et al, 1972; Hanks, 1977; Stein, 1997), 监测这种变化, 对地震中长期趋势分析和地震短临预测具有一定意义。此外, 介质在一些外在因素扰动下的表现与介质本身的应力分布有密切联系, 介质应力状态的检测在土木建筑、航空航天、核工业、无损检测、石油化工等领域都有极为广泛的应用。

因为应力会导致岩石内部微裂隙的开合程度发生变化, 所以在介质中传播的弹性波波速会随介质应力的改变而变化 (Scholz, 1968; Dieterich, 1978)。目前研究岩石应力声学的方法主要有两种, 一是利用时差法测量穿过介质的波速, 此方法已成熟地用于地球物理探测等领域 (Yamamura et al, 2003; Silver et al, 2007; Niu et al, 2008; Wang et al, 2008; 杨微

[收稿日期] 2011-03-02; [修定日期] 2011-03-12

[项目类别] 国家自然科学基金(40874095)和地震行业科研专项(200808002)资助

[作者简介] 辛维, 男, 生于 1986 年, 中国地震局地球物理研究所硕士研究生, 主要从事主动震源实验研究

等,2010)。二是测量波在岩石中的衰减(Johnston et al,1980; Tompkins et al,2001)。前者需要精确掌握信号触发时刻、发射点与接收点之间的距离,因存在触发误差和系统时钟误差,这就在一定程度上限制了检测精度,而后者得到的结果不太稳定。目前看来,无论是地应力还是材料应力都越来越需要更精确、更稳定的测量结果来满足监测介质性质和应力变化的要求。当然,三分量传感器技术和弹性波偏振分析方法的发展也使高精度测量具有了可能性(高希才,1981;黄中玉,1996;Lu et al,2010)。

20世纪80年代已经开始利用超声波激发的 Rayleigh 波来研究介质应力,如 Hirao (1981)研究了均质材料 Rayleigh 波声弹性效应,并给出了 Rayleigh 波在弯曲横梁中的散射关系式。Duquennoy 等(1999)也利用瑞利波研究了材料中的残余应力。近来,一些材料工程的研究表明, Rayleigh 波的偏振对介质应力状态变化极为敏感,该观点已得到 Junge 等(2007)的数值模拟结果的支持。从理论上讲, Rayleigh 波偏振的相对变化对应力更为敏感(Junge et al,2006; Gokhale,2007),而且用这种方法检测介质应力不依赖触发方式和时钟精度。为了验证其在岩石中的可行性,我们在实验室以大理岩为样本做了实验。下面将对该实验的理论基础、实验过程及所得结果进行分析和讨论。

1 理论基础——Rayleigh 波偏振及其对应力的敏感性

弹性波理论指出,瑞利波是弹性波波动方程在无限大平面上的解。瑞利波在已发生形变的半空间表面的传播如图 1 所示: X 轴、 Y 轴(垂直纸面向外)、 Z 轴两两正交, XY 为无限大平面。假定传播介质呈各向同性,瑞利波在表面沿 X 方向传播,其质点运动近似椭圆。

研究 Rayleigh 波的质点运动(偏振)是研究应力变化的有效手段(高希才,1981; Junge et al,2006)。Junge 等人对由平行于 X 方向的单轴应力(σ_{xx})变化而引起的直达波速度和 Rayleigh 波偏振变化进行数值模拟(Junge et al,2006),结果显示:在不同介质中,介质的刚度系数越大,波速和偏振随着压力的相对变化越小;在同一介质中,相同压力变化条件下 Rayleigh 波偏振的相对变化率比直达波波速相对变化率大几倍,尤其对于低碳钢和聚苯乙烯,偏振对压力的灵敏度要高一个量级左右。经典的线弹性理论认为波速取决于介质的弹性常数,而弹性常数在介质发生形变时是会变化的,为了精确描述波在受应力作用下介质中的传播情况,需要引入三阶弹性常数(TOE, Third order elastic constants),而由于三阶弹性常数对波的偏振有更大影响,进而导致了波偏振变化更加明显(Junge et al,2006; Gokhale,2007)。

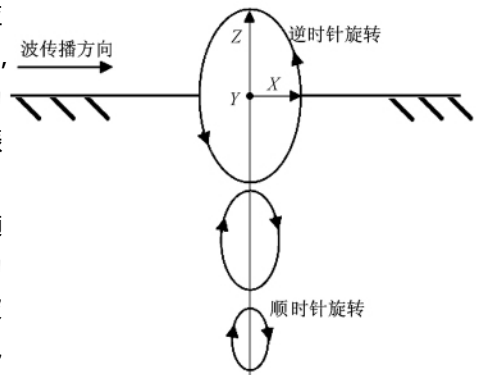


图 1 瑞利波在半无限空间中的传播示意图

2 实验过程

对一块长、宽、高分别为 15 cm、10 cm 和 30 cm 的长方形大理岩进行单轴加压实验。考虑到应配置重复性好的发射源以便叠加,选主频为 317 kHz 的压电陶瓷传感器作为发射源,

以带宽为 1~4kHz 的 Lance-1c0160 三分量传感器为检波器。为了与直达波到时作比较,选择可同步触发记录的 Tektronix TDS 2024B 四通道示波器作为信号接收存储装置,其中 T 作为触发通道, X 通道记录与波传播方向平行的水平分量(X), Z 通道记录与表面垂直的竖直分量(Z),采样率设置为 1 MHz。为了提高信噪比,以 Olympus 5058PR 为激励装置,以 100 次/s 发射 400 V 的高压脉冲激励发射源。在实验准备阶段,我们用波速仪测得岩样在 X、Z、Y 三个方向上的 P 波速度依次为 2300m/s、2600m/s、2500m/s,岩石波速偏低,这可能是由于岩石风化相对严重。实验装置如图 2 所示。实验步骤如下:

(1) 将两传感器相隔 12cm 对称的置于岩石侧面(以硅胶为耦合剂)并将岩石平行放在液压手动压机上,使其上下两面为受压面,再以 12cm 的间隔对称配置传感器于岩石 10cm × 30cm 侧面中部(图 2)。

(2) 为防止声发射干扰,先对岩石进行 3MPa 的预加压。为消除端面效应,在岩石受压两端加平面垫块,使两端面受力尽量均匀。

(3) 对其分别施以 1/3MPa 为间隔从 0~2MPa 变化的压应力,每个应力状态持续 10s。对相同应力下的检波器接受到的数据,示波器自动进行 128 次叠加后储存。

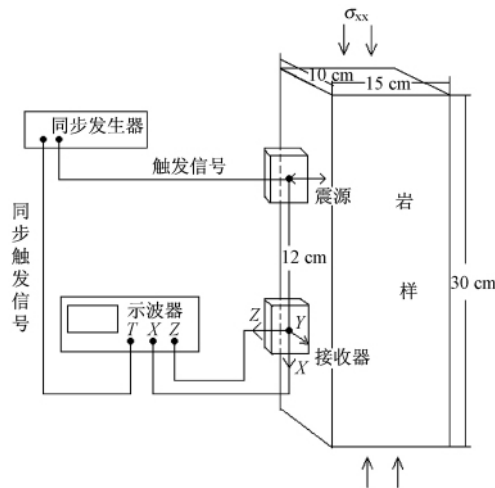


图 2 实验仪器配置图

3 数据处理与结果分析

基于本文的目的,数据处理包括震相拾取、不同震相波速随压力的变化、Rayleigh 波偏振随压力的变化以及结果对比等内容。实验所用震源(压电陶瓷传感器)重复性很好,传感器接收到的信号经过 128 次叠加,所得数据的相关性和信噪比很高,这有利于我们后续的处理工作。

3.1 不同震相的识别

由于不同压力下所得波形的相似性很高,我们以示波器在 0 压力下 X 和 Z 两个通道所记录的波形(如图 3(a)所示)为例说明瑞利波的拾取过程。首先我们对原始波形进行频谱分析,信号主频位于 30~38kHz,对其进行 20~40kHz 带通滤波后,再根据到时和质点运动

轨迹的特征拾取震相 过程如下:

(1) P 波震相的拾取。P 波比较容易识别, P 波走时为 $52 \mu\text{s}$ = 到时 ($162 \mu\text{s}$) - 触发时刻 ($110 \mu\text{s}$) (图 3(a)), 对应的波速为 2308 m/s , 这与波速仪测得 X 方向上的 P 波速度一致。将 P 波初至后一个周期内的质点运动轨迹置于图 3(b), 即为 P 波震相, 质点运动轨迹成直线。

(2) S 波震相的拾取。以 P 波为参考, 一般来说 S 波走时约为 P 波走时的 1.73 倍, 即 S 波走时为 $52 \mu\text{s} \times 1.73 = 90 \mu\text{s}$ (图 3(a)), 实验中因 P 波尾波的影响较大, 在 S 波到达 $110 \mu\text{s}$ 后才发现发育较好的 S 波震相, 并将其置于图 3(c) S 波质点运动方向基本与 P 波垂直。

(3) 同上, 受 P 波、S 波尾波影响, 在 Rayleigh 波到达一段时间后, 才发现发育较好的 Rayleigh 波震相, 并将其置于图 3(d), 质点运动轨迹为逆时针椭圆。

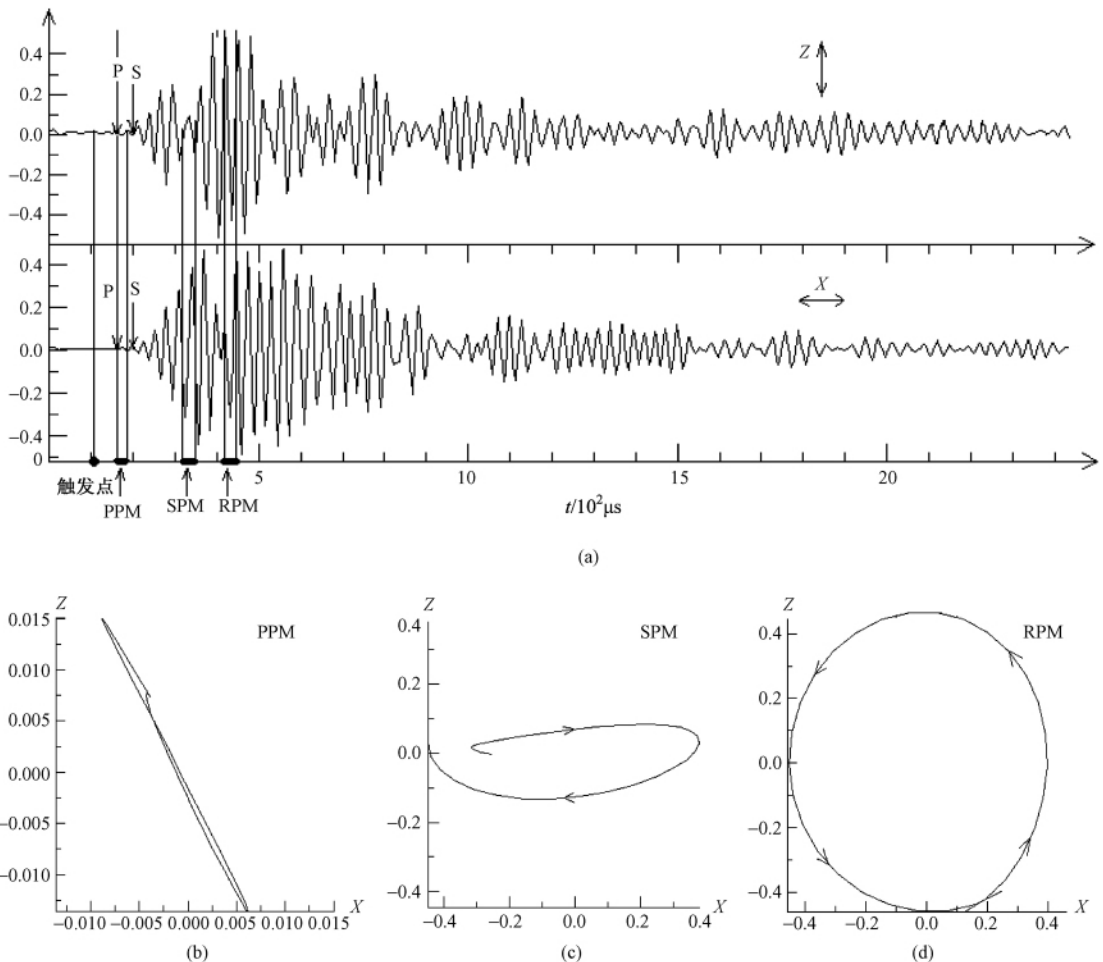


图 3 零压力下的 Z 与 X 分量波形图及与各震相对应质点运动图

其中图 (c)、(d) 中箭头指示质点运动方向, 制图使用归一化坐标

3.2 波速随压力的变化

假设波速为 V , 所施压应力大小为 σ , 则波速相对变化 $\delta V = (V - V_0) / V_0$ (其中 V_0 代表参

考应力 σ_0 下的波速), 如果存在 $\delta V = K^V \sigma$, 则波速对应力的相对变化率 K^V 便可以作为波速对应力敏感度的指标。由于震源重复性好, 先利用互相关数据处理技术, 选取时间窗口为 $30 \mu\text{s}$, 并对得到的相关函数进行 cosine 拟合插值, 重构更高采样率的互相关函数, 得到新的最大相关系数及时间, 从而获得不同压力下走时的相对变化, 进而也就得到了波速相对变化 (Yang et al, 2010; Wang et al, 2008; 杨微 et al, 2010; 王伟涛 et al, 2009)。然后我们把 P 波、S 波、Rayleigh 波速度随应力的相对变化情况置于图 4。从图中可以看出不同震相的速度相对变化与压力大小呈线性关系, 基于最小二乘拟合所得直线对应的斜率, 即波速对应力的相对变化率 (敏感度) K^V 依次为 $4.98 \times 10^{-8} / \text{Pa}$ 、 $5.25 \times 10^{-8} / \text{Pa}$ 、 $5.91 \times 10^{-8} / \text{Pa}$, 与之前实验结果 (Yamamura, 2003; Silver, 2007; Wang, 2008) 数量级符合较好。同时, 比较发现, Rayleigh 波对应力的相对变化率 (敏感度) 略大于 S 波略大于 P 波。

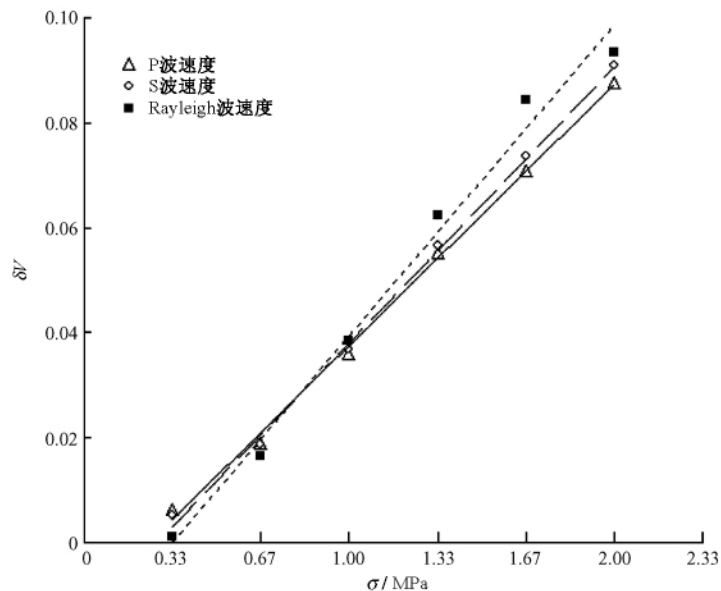


图 4 不同震相之波速的相对变化与波传播方向单轴应力大小的关系

3.3 Rayleigh 波偏振随应力的变化

Rayleigh 波的震相近似椭圆, 为描述 Rayleigh 波质点运动情况, 先以 Rayleigh 波的 X 分量为横轴, Z 分量为纵轴, 利用椭圆的一般方程 $Ax^2 + 2Bxy + Cy^2 + Dx + Ey + F = 0$, 基于最小二乘原理对一个运动周期 (一个椭圆) 的原始数据进行拟合计算, 得到运动轨迹的数学表达式, 进而可以得到椭圆的短轴 a (X 方向) 和长轴 b (Z 方向), 同时以 $P = b/a$ 作为描述 Rayleigh 波质点运动 (偏振) 的主要参数。这里假设 Rayleigh 波偏振因子为 P , 应力为 σ , 则偏振因子相对变化 $\delta P = (P - P_0) / P_0$ (其中 P_0 代表参考应力 σ_0 下偏振因子对应值), 如果存在 $\delta P = K^P \sigma$, 则偏振因子对应力的相对变化率 K^P 便可以作为偏振对应力敏感度的指标。我们将 0 MPa 和 1 MPa 压应力下得到的质点运动轨迹示于图 5 以直观表现其变化。同时, 为了与波速作对比, 我们将偏振因子和 P 波速度随应力相对变化的情况同示于图 6。

由图 5 可知, 应力越大, 偏振越强。图 6 表明 Rayleigh 波偏振对应力的相对变化率 K^P

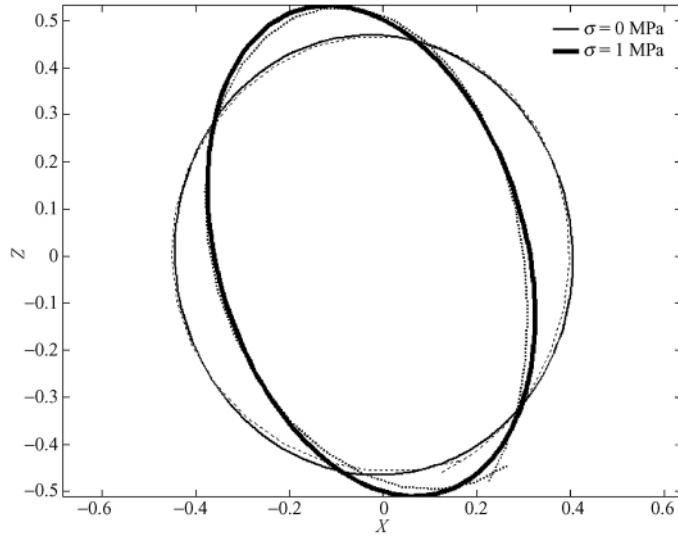


图5 运动轨迹拟合:质点在岩样表面的运动情况
虚线代表由实验数据得到的质点运动轨迹,实线代表拟合结果

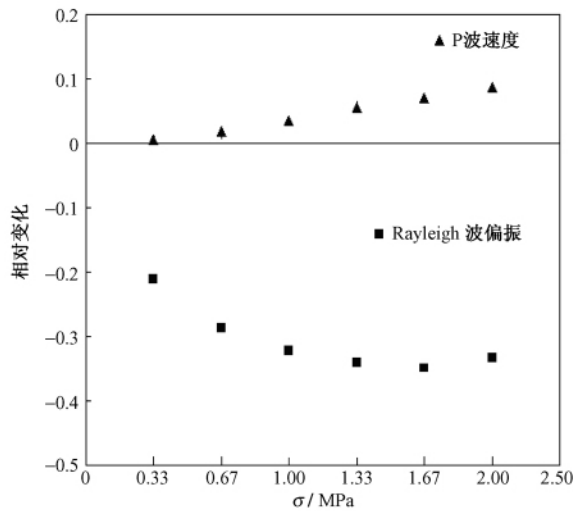


图6 P波速度和 Rayleigh 波偏振的相对变化与波传播方向单轴应力大小的关系

比波速更明显(即 Rayleigh 波偏振对应力变化更敏感),且随 σ 非线性变小,所以我们取偏振各点与原点连线的斜率 K^P (相对变化率)平均值的绝对值 $|\overline{K^P}|$ 来表示波速和偏振对应力的敏感度(表 1)。

从中可以看出,在本试验中利用瑞利波偏振对应力进行检测的灵敏度比利用直达波到时差的检测灵敏度高 6 倍左右。这与 Junge 等(2006)用铝和青铜进行实验所得的数值模拟结果(3.57

表 1 波速与偏振对应力敏感度的比较

K^V (1/pa)	$ \overline{K^P} $ (1/pa)	$ \overline{K^P}/K^V $
4.98×10^{-8}	3.04×10^{-7}	6.1

倍、5.94 倍) 在同一量级。

4 分析与讨论

本文在实验室内设计实验并验证了岩石应力与瑞利波偏振之间的关系,发现压力较小时,随着岩石应力的增加瑞利波偏振逐渐变大,而且在应力变化相同时,瑞利波偏振的相对变化比直达波速度的相对变化更为明显。但是不同震相的速度相对变化对压力的敏感度没有大的差异。其中直达波测量的结果与前人结果符合较好 (Scholz, 1968),瑞利波偏振检测精度的提高与数值仿真结果符合较好 (Junge et al, 2007)。下面就实验存在的几个问题进行讨论。

4.1 各震相波速变化

在本实验中各震相波速变化差异并不大,而在监测汶川地震后断裂带附近的波速变化的试验中发现同震效应 Rayleigh 波速较 P 波波速变化明显 (Wang 等, 2008) 的原因可能是因 P 波采样深度较大, Rayleigh 波采样深度较小,从而波传播所经过介质的物性不同所致。

4.2 Rayleigh 波敏感性与介质所受压力的关系

随着压力变大,波速变化也越来越弱最后趋平 (Jones, 1983),与此类似,随着压力的增大, Rayleigh 波偏振对压力的敏感性越来越低,由于 K^p 是负数,我们以偏振的敏感系数 $|K^p|$ 作为衡量指标,随着应力 σ 增大, $|K^p|$ 越来越小,且呈非线性关系衰减 (图 7),可能是因为单轴应力加载而导致岩石呈各向异性,对于更多种岩石样品和更大压力下 Rayleigh 波的变化有待进一步实验。

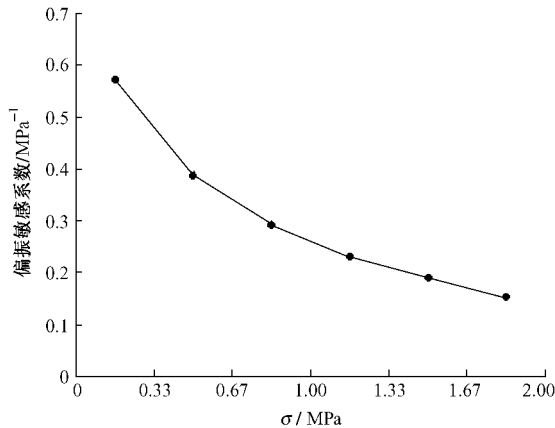


图 7 偏振的敏感系数与单轴应力大小的关系

4.3 实验数据的校正

由于三分量传感器由 3 个传感单元组成,测量的并非同一质点的运动结果,未校正数据中 P 波初至时质点运动轨迹发散 (图 8(a)),这应该这是由于 X 分量相对于震源的距离比 Z 分量或近或远所致。我们都知道 P 波震相近似为直线,这样对 X 分量数据以采样间隔为单位进行前后平移时发现,当 X 分量向前整体平移两个采样点 ($2 \mu\text{s}$) 时, P 波震相近似直线符合规律 (如图 8(b) 所示)。这说明 X 分量靠后 0.48 cm ($2 \mu\text{s} \times 2400 \text{ m/s}$) 左右,校正前后质

点运动轨迹对比如图 8 所示。

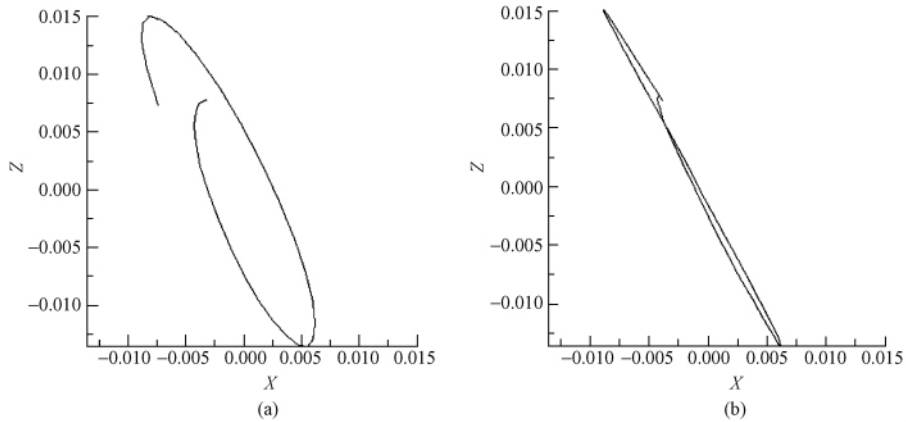


图 8 对数据进行校正前后 P 波初至时质点运动轨迹的比较
其中 (a) 是原始数据的结果, (b) 是校正后的数据的结果, 制图使用归一化坐标

同理, 根据 Rayleigh 波速度, 应该可以得出 Rayleigh 波 X 分量数据整体向前平移 $4\mu\text{s}$ (4 个采样间隔) 左右。校正前后 Rayleigh 波轨迹变化如图 9 所示, 从中可以发现, 在介质不受力的情况下, 校正后 Rayleigh 波的质点运动轨迹与坐标轴基本成正交状态。

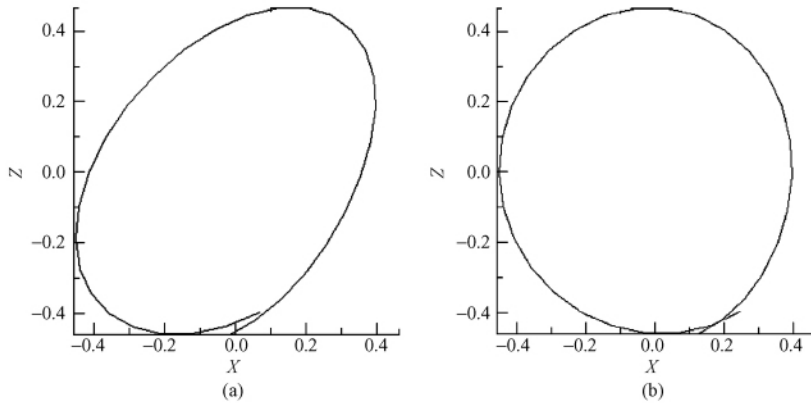


图 9 对数据进行校正前后 Rayleigh 波发育时质点运动轨迹的比较
其中 (a) 是未校正数据的结果, (b) 是校正后数据的结果, 制图使用归一化坐标

需要指出的是, 正是由于三分量传感器本身存在问题, 有学者提出用激光照相取代三分量传感器来记录波形 (Gokhale, 2007), 从而避免了三分量传感器的误差、自身重量等不利因素的影响, 这是本实验有待改进的地方。

本实验证明瑞利波偏振对于岩石应力变化比波速更灵敏, 这为地下介质应力的检测提供了一条新途径, 我们也将更大的应力范围和不同种类的岩石中进一步验证这一结论。此外在本实验中, 我们采集和利用了全波形信息, 并应用地震学方法研究了不同震相随应力的变化, 这为今后的岩石物理实验提供了一种新思路。

致谢: 在试验过程中, 得到中国地震局地球物理研究所实验地球物理研究室宋丽莉、刘政一、王小琼、梁天成等人的大力帮助, 在此表示衷心感谢!

参考文献

- 高希才, 1981, 均匀各向同性介质中的瑞利波, 压电与声光, **4**, 1 ~ 8。
- 黄中玉, 1996, 三分量数据的偏振分析及其应用, 石油物探, **35**(2), 9 ~ 16。
- 王伟涛、王宝善、葛洪魁等, 2009, 利用主动震源检测汶川地震余震引起的浅层波速变化, 中国地震, **25**(3), 223 ~ 233。
- 杨微、葛洪魁、王宝善等, 2010, 由精密控制人工震源观测到的绵竹 5.6 级地震前后波速变化, 地球物理学报, **53**(5), 1149 ~ 1157。
- Aki K, 1972, Earthquake mechanism, *Tectonophysics*, **13**, 423 ~ 446.
- Dieterich J H, 1978, Time-dependent friction and the mechanics of stick-slip, *Pure and Applied Geophysics*, **116**(4), 790 ~ 806.
- Duquenois M, Ouafoutouh M, Ourak M, 1999, Ultrasonic evaluation of stresses in orthotropic materials using Rayleigh Waves, *NDT&E International*, **32**, 189 ~ 199.
- Gokhale, 2007, Determination of Applied Stresses in Rails Using the Acoustoelastic Effect of Ultrasonic Waves, Texas: A&M University.
- Hanks T C, 1977, Earthquake stress drops, ambient tectonic stresses and stresses that drive plate motions, *Pure and Applied Geophysics*, **115**(1 ~ 2), 441 ~ 458.
- Hirao M, Fukuoka H, Hori K, 1981, Acoustoelastic effect of Rayleigh surface wave in isotropic material, *Journal of Applied Mechanics*, **48**, 119 ~ 124.
- Johnston D H and Toksöz M N, 1980, Ultrasonic P and S Wave Attenuation in Dry and Saturated Rocks Under Pressure, *J Geophys Res*, **85**(B2), 925 ~ 936.
- Junge M, Qu J, Jacobs J L, 2006, Relationship between Rayleigh wave polarization and state of stress, *Ultrasonics*, **44**, 233 ~ 237.
- Lu J, Wang Y, Yang C Y, 2010, Instantaneous polarization filtering focused on suppression of surface waves, *Applied Geophysics*, **7**(1), 88 ~ 97.
- Niu F, Silver P G, Daley T M, et al, 2008, Preseismic velocity changes observed from active source monitoring at the Parkfield SAFOD drill site, *Nature*, **454**, 204 ~ 208.
- Scholz C H, 1968, Microfracturing and the inelastic deformation of rock in compression, *J Geophys Res*, **73**, 1417 ~ 1432.
- Silver P G, Daley T M, Niu F et al, 2007, Active source monitoring of cross-well seismic travel time for stress-induced changes, *Bulletin of the Seismological Society of America*, **97**(1B), 281 ~ 293.
- Stein R S, Barka A A, 1997, Progressive failure on the North Anatolian fault since 1939 by earthquake stress triggering, *Geophysical Journal International*, **128**, 594 ~ 604.
- Tompkins M J and Christensen N I, 2001, Ultrasonic P- and S-wave attenuation in oceanic basalt, *Geophysical Journal International*, **145**, 172 ~ 186.
- Wang B S, Zhu P, Chen Y et al, 2008, Continuous subsurface velocity measurement with coda wave interferometry, *J Geophys Res*, **113**, B12313.
- Yamamura K, Sano O, Utada H et al, 2003, Long-term observation of in situ seismic velocity and attenuation, *J Geophys Res*, **108**(B6), 2317.
- Yang W, Ge H K, Wang B S et al, 2010, Velocity Changes Observed by the Precision Control Active Source in the Mianzhu 5.6 Earthquake, *Chinese Journal of Geophysics (in Chinese)*, **53**(5), 1149 ~ 1157.

The laboratory study on stress sensitivity of Rayleigh wave polarization and velocity of different seismic phases in rock under uni-axial

Xin Wei Wang Baoshan Guo Zhiwei Ge Hongkui

Institute of Geophysics ,China Earthquake Administration ,Beijing 100081 ,China

Abstract The change of the stress on rock leads to the variation of the wave passing through , which constitutes the base for the detection of the medium nature and the state of stress with elastic waves. It is significant for the development of the technology of monitoring stress to research the elastic wave parameter and its analytical method. We conducted a laboratory experiment , in which respective untrasonic were excited to pass through the marble and then received by a three-component sensor , aiming to make full use of the wave to study the variation of Rayleigh wave polarization and velocity of different seismic phases with the state of stress. It was found that: (1) the stress sensitivity of different seismic phase velocity is $10E-8/Pa$, with a descending order: Rayleigh wave > S wave > P wave; (2) the larger the stress , the more intense the Rayleigh polarization , and the change is nonlinear; (3) the stress sensitivity of Rayleigh polarization is times greater than wave velocity.

Key words: Rock Wave velocity variation Rayleigh polarization Stress variation
Laboratory research