

用于台站三分量地震资料震相识别的极化分析方法

张义建, 余志成, 谢 斌, 钟智东, 邓月圆, 罗叶美, 欧阳澍培, 曹祖洋

江西省地震局赣州地震监测中心站, 江西 赣州

收稿日期: 2025年3月4日; 录用日期: 2025年4月8日; 发布日期: 2025年4月17日

摘 要

地震震相识别是地震定位与地球内部结构研究的基础。传统方法在复杂构造区易受波场混叠和噪声干扰, 而极化分析通过提取地震波质点运动的矢量特征, 为震相识别提供了物理意义明确的判据。文章基于三分量地震信号的极化特性, 利用协方差矩阵特征值分解方法计算极化参数(线性极化率、平面极化率、方位角与入射角), 揭示了P波、S波、面波等震相的极化差异: P波呈线性极化, 方位角与震源方位一致; S波极化方向垂直于传播方向; 瑞雷面波及勒夫面波表现为平面内极化。以西藏定日县6.8级地震为例, 极化分析成功识别纵波初至(方位角约103度)、横波及面波, 参数时序变化与理论模型吻合。研究表明, 极化分析方法能够有效区分不同震相。

关键词

三分量地震信号, 极化分析, 震相识别

Polarization Analysis Method for Seismic Phase Identification in Three-Component Seismic Data from Seismic Stations

Yijian Zhang, Zhicheng Yu, Bin Xie, Zhidong Zhong, Yueyuan Deng, Yemei Luo, Shupeo Ouyang, Zuyang Cao

Ganzhou Seismic Monitoring Center Station, Jiangxi Earthquake Agency, Ganzhou Jiangxi

Received: Mar. 4th, 2025; accepted: Apr. 8th, 2025; published: Apr. 17th, 2025

Abstract

Seismic phase identification is fundamental for earthquake localization and studies of Earth's internal

文章引用: 张义建, 余志成, 谢斌, 钟智东, 邓月圆, 罗叶美, 欧阳澍培, 曹祖洋. 用于台站三分量地震资料震相识别的极化分析方法[J]. 地球科学前沿, 2025, 15(4): 478-484. DOI: 10.12677/ag.2025.154048

structure. Traditional methods are prone to wavefield aliasing and noise interference in complex tectonic regions, while polarization analysis provides physically interpretable criteria for phase identification by extracting vector features of seismic wave particle motion. This study leverages the polarization characteristics of three-component seismic signals and employs covariance matrix eigenvalue decomposition to calculate polarization parameters (e.g., linear polarization ratio, planar polarization ratio, azimuth angle, and incidence angle), revealing distinct polarization differences among phases such as P-waves, S-waves, and surface waves. Specifically, P-waves exhibit linear polarization with azimuth angles consistent with the source direction; S-waves are polarized perpendicular to the propagation direction; Rayleigh waves and Love waves exhibit in-plane polarization. Using the magnitude 6.8 earthquake in Tingri County, Tibet, as an example, polarization analysis successfully identified the P-wave onset (azimuth angle $\sim 103^\circ$), S-waves, and surface waves, where the temporal variations of these parameters align with theoretical models. The results demonstrate that polarization analysis effectively distinguishes different seismic phases.

Keywords

Three-Component Seismic Signal, Polarization Analysis, Seismic Phase Identification

Copyright © 2025 by author(s) and Hans Publishers Inc.

This work is licensed under the Creative Commons Attribution International License (CC BY 4.0).

<http://creativecommons.org/licenses/by/4.0/>



Open Access

1. 引言

地震震相识别是地震学研究的基础环节,直接影响震源定位、速度结构反演及地球内部成像的精度。随着宽频带三分量地震仪的普及,台站记录中丰富的指点震动信息为震相的特征分析提供了新维度。传统基于走时特征和波形幅度的震相识别方法在复杂构造区或近震事件中易受波场混叠、噪声干扰等因素制约,而极化分析通过提取地震波传播过程中质点运动轨迹的矢量特征[1],为P波、S波、面波等不同震相的识别提供了物理意义明确的判据[2][3]。

极化分析是利用波具有不同的极化特性,通过测量极化属性值来简化信息提取的一种地震波信号处理方法。极化分析理论起源于20世纪70年代,其核心在于利用协方差矩阵特征值分解获取地震信号的偏振度、方位角与倾角参数[4]。目前极化分析法在地震领域已经取得了一些研究成果。Bai[5][6]、Reading[7]等提出了利用极化分析法进行多波震相识别和地震波到时的检测。刘希强等[8]提出用于三分向记录震相识别的小波变换方法。Kazemnia[9]提出了一种基于改进的三分量稀疏自适应S变换和时频极化滤波的方法,有效实现了地震数据中瑞利波的高分辨率识别与分离。Kim[10]等通过多频段P波偏振分析,成功估算了韩国半岛南部从近地表至中地壳的剪切波速度结构,揭示了不同地质特征与速度分布的显著相关性。这些方法主要原理是根据波和波不同的极化特征来识别和确定初动时间的。然而,实际台站数据受背景噪声、仪器响应及波型转换等因素影响,常面临偏振参数稳定性不足、计算效率低下等问题,制约了其在实时数据处理中的实用性。

2. 三分量地震信号极化特性

三分量的地震信号可以更准确地对地下波场的信息进行记录,借助坐标旋转方法,可以得到多分量地震信号所有方向的波场投影,它能够更加全面地反映波在地下介质中的传播规律和特点。应用这些资料可以准确地重构质点的偏振的路径。通常来说,地震信号的极化点可以利用时间表示,这些极化点可以理解为按时间顺序排列的在空间的点的结合。把各个极化点按照时间的顺序连接,在三维空间通常表

现为一个椭球体，但是在不同的时间里，地震信号质点偏振路径会有所改变。地震信号质点偏振特征主要利用地震信号的偏振的形状与方向进行描述。

图 1 为地震信号在三维空间质极化图，可以看到地震信号的质点偏振运动形状在三维空间呈椭球体，在二维空间呈椭圆。定义椭球长半轴 a ，椭球短半轴 b ，椭球次短半轴为 c ，主椭球定义主椭球率 $e1 = b/a$ ，次椭球率 $e2 = c/a$ 。并且会有以下一些特殊情况：当 $a = b$ ， $a = c$ 时，质点的偏振运动轨迹是球形；当 $b = 0$ ， $c = 0$ ， $e1 = 0$ ， $e2 = 0$ 时，质点表现为线性偏振，质点沿着长轴方向振动。

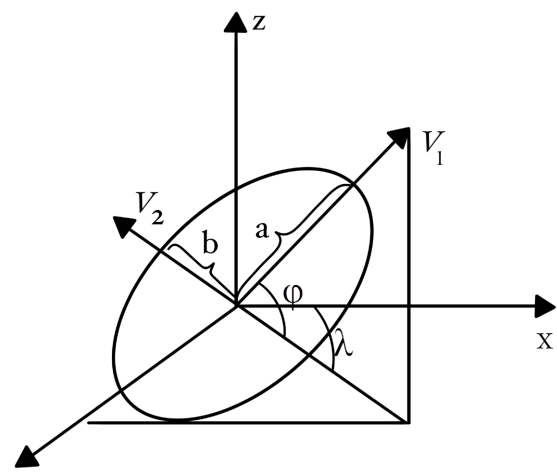


Figure 1. Three-dimensional particle polarization diagram
图 1. 三维空间质点极化图

当质点受到扰动开始发生振动时，质点会在周围的空间内留下运动轨迹。当弹性波通过了该点之后，该点会恢复到先前的相对平衡状态，而不同的弹性波对质点的扰动方式是完全不同的，会产生不同的极化性质和极化状态。极化性质是指轨迹的定性形式(线性的、椭圆的、三维的)。

最简单的轨迹是直线。然而轨迹可以是更复杂的，平面中的曲线或空间中的曲线。通常，极化参数不仅依赖于波的类型，而且也取决于震源和介质的不均匀性。

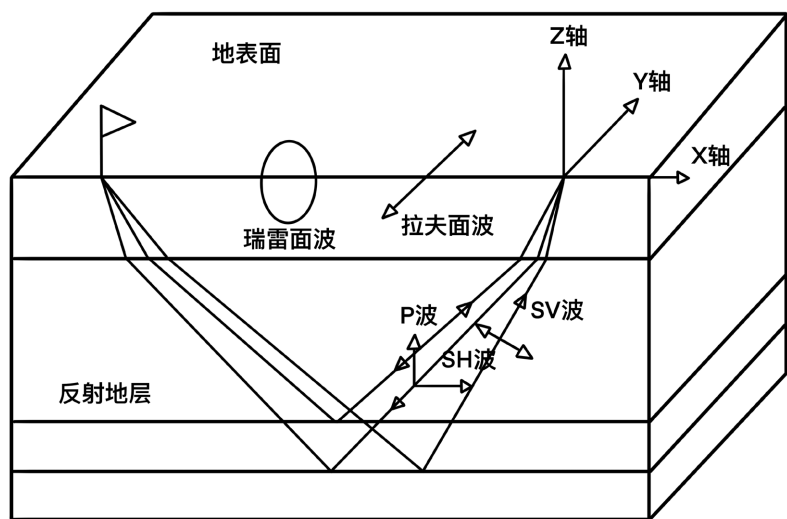


Figure 2. Polarization characteristics of seismic signals
图 2. 地震信号极化特征

从图 2 中可以看到各类波的极化特征。纵波呈线性极化，质点的震动方向与纵波传播方向相同。横波的极化特性同纵波相比有很大的区别，横波的极化特性受到震源的影响。震源作用力的取向确定了质点运动的特征。旋转振动及水平冲力可产生 SH 波，柱对称单一垂直振动可产生纵波和 SV 波。在弹性介质的自由表面上形成的一种类似水波的面波称为瑞雷面波，1887 年英国学者 Lord Rayleigh 通过理论推导确定该波的存在，所以以该学者名字进行命名。当有一地震界面有着界面上层(近震源的岩层)横波波速 VS1 低于下层(离震源远的岩层)横波波速 VS2 时候，就会产生一种 SH 型的面波，称为拉夫面波，拉夫面波能量会沿着该地震界面分布。随机噪声以偏振的不稳定性为其特点，这意味着在记录上不同分量间的相位差是随机的。

总结上述各种地震波的极化特性，在空间上，质点受到弹性体波的扰动从而产生线性的偏振是简单直观的，受到面波瑞雷面波扰动则产生椭圆偏振。随机噪音是非线性极化的，对于极化方向来说，是一个随机量。

3. 极化参数计算

假设有 X, Y, Z 三个分量地震信号，构造如下对应协方差矩阵：

$$M_3 = \begin{bmatrix} Var[X_1] & Cov[X_1, X_2] & Cov[X_1, X_3] \\ Cov[X_1, X_2] & Var[X_2] & Cov[X_2, X_3] \\ Cov[X_3, X_1] & Cov[X_3, X_2] & Var[X_3] \end{bmatrix} \quad (1)$$

其中，

$$Cov(X, Y) = \frac{1}{N} \sum_{k=-L}^L [X_k(t) - \mu_x][Y_k(t) - \mu_y] \quad (2)$$

在这里 $L = (N - 1)/2$ 指示半窗口长度， μ 表示分析窗口中每个时间顺序的平均值。特征向量 V_i 和特征值 λ_i 满足方程：

$$\underline{M}V_i = \lambda_i V_i \quad (3)$$

特征值通常以减少顺序排序特征向量 V_1 与最大的特征值 λ_1 相关，指向极化椭圆形的主轴方向，这是 P 波的传播方向，并且垂直于 S 波。

极化的方向可以通过水平方位角 ϕ 以及入射角 θ 表示：

$$\phi = \arctan\left(\frac{y}{x}\right) \quad (4)$$

$$\theta = \arctan\left(\frac{\sqrt{x^2 + y^2}}{z}\right) \quad (5)$$

线性极化率是衡量线性极化程度的量，有不同的定义。最简单的定义为[11][12]：

$$RL = 1 - \left(\frac{\lambda_2}{\lambda_1}\right)^Q \quad (6)$$

使用此定义对于椭圆极化为 $RL = 0$ ，对于正好线性极化， $RL = 1$ 。对比因子 q 决定了对一定程度极化的敏感性。通常，其值设置为 $Q \leq 1$ ，本文设置 $Q = 1$ 。

Jurkevics (1988) 定义了平面极化率：

$$PL = 1 - \frac{2\lambda_3}{\lambda_1 + \lambda_2} \tag{7}$$

平面极化率用于衡量平面极化的程度。PL 的取值范围在 0 到 1 之间：当平面极化时，平面极化率 PL = 1；当极化方向无法确定时，PL = 0。

4. 实际地震资料分析

选取赣州台网记录的 2025 年 1 月 7 日西藏日喀则市定日县地震，整个数据持续时间 36 分钟，仪器采样率为 100 hz，震级(M)6.8，发震时刻 01 时 05 分 16 秒(国际时)，纬度 28.50 度，经度 87.45 度，震中距 25.33 度。本文利用极化分析识别纵波首波，横波首波，瑞雷面波、勒夫面波，其中纵波首波和横波首波对照 IASPEI1991 地震走时表评估震相检验识别效果，面波对照人工拾取检验识别效果。纵波首波在 645.8 秒处到达，横波在 917.9 秒处到达，勒夫面波位分布在 1080 秒至 1227 秒区间，瑞雷面波分布在 1267 秒至 1325 秒区间(图 3)。

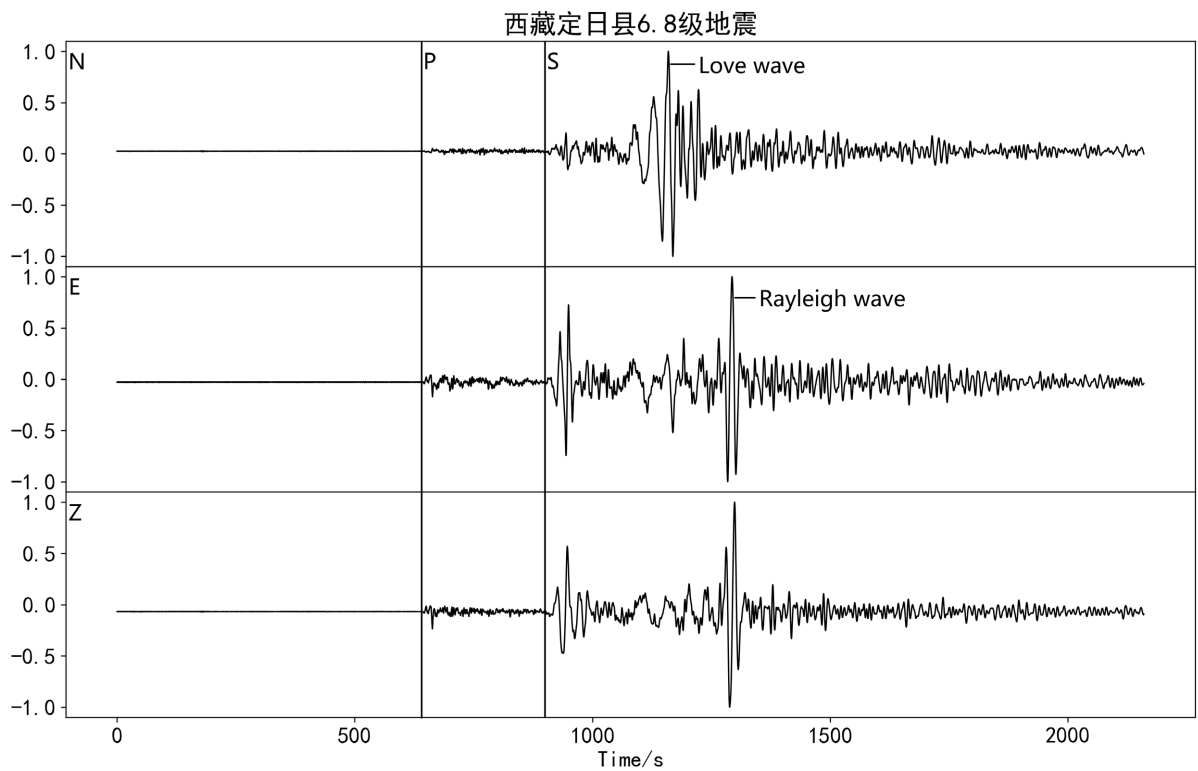


Figure 3. Seismic waveform chart of the 6.8 magnitude earthquake in Dingri County, Tibet
图 3. 西藏定日县 6.8 级地震波形图

选定长度 30 秒，步长 15 秒的移动窗口计算西藏定日县地震极化参数并绘图，得到图 4 极化分析图。纵波最先被观测到，方位角曲线在纵波初至时刻呈现稳定趋势，方位角约 103 度，与震源(西藏定日县)方位一致，纵波极化方向与传播方向一致。入射角曲线在纵波初至时刻呈下降趋势，降至约 36 度，转为稳定趋势，在横波初至时刻呈明显上升趋势。线性极化率是刻画信号在空间轨迹接近线性程度的量，纵波初至时刻达到最大值，随后呈下降趋势。

勒夫面波呈先上升后下降趋势,线性极化率高,在 0.5 以上。瑞雷面波同样呈先上升后下降趋势,线性极化率低,在 0.5 以下。

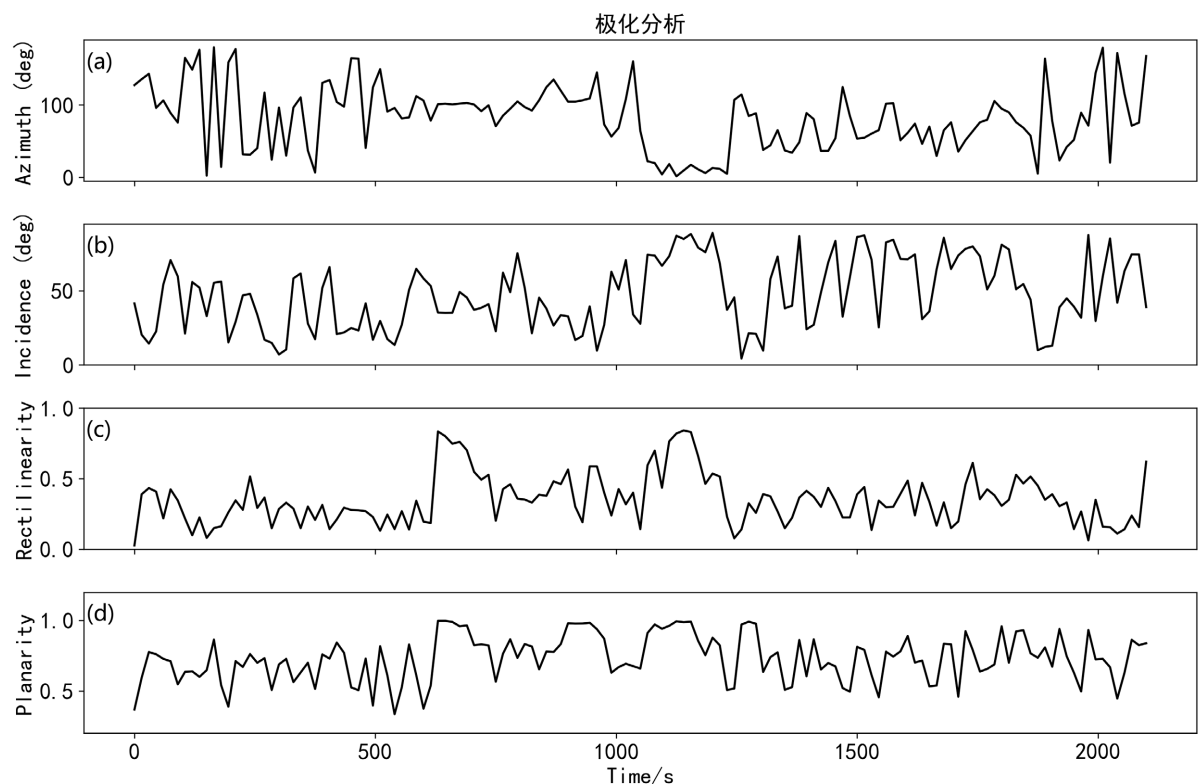


Figure 4. Polarization parameter diagram, (a)~(d) represent the azimuth angle, the angle of incidence, the linear polarizability, and the planar polarizability, respectively

图 4. 极化参数图, (a)~(d)分别表示方位角、入射角、线性极化率、平面极化率

平面极化率是刻画信号在空间轨迹接近平面程度的量,横波初至时刻该参数稳定在高值,大于 0.98。勒夫面波及瑞雷面波区域平面极化率均较高,值稳定。

5. 总结

极化分析方法通过提取三分量地震信号的矢量运动特征,为震相识别提供了物理意义明确的判据。本文系统阐述了地震波极化特性的理论基础,揭示了 P 波、S 波、面波等不同震相在极化方向、线性极化率、平面极化率等参数上的显著差异。以西藏定日县 6.8 级地震为例,极化分析成功捕捉到纵波初至方位角(约 103 度)与震源方位的一致性,并通过入射角、极化率参数的时序变化有效区分了横波与面波。

参考文献

- [1] Samson, J.C. and Olson, J.V. (1980) Some Comments on the Descriptions of the Polarization States of Waves. *Geophysical Journal International*, **61**, 115-129. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246x.1980.tb04308.x>
- [2] Samson, J.C. (1983) Pure States, Polarized Waves, and Principal Components in the Spectra of Multiple, Geophysical Time-Series. *Geophysical Journal International*, **72**, 647-664. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246x.1983.tb02825.x>
- [3] Jurkevics, A. (1988) Polarization Analysis of Three-Component Array Data. *Bulletin of the Seismological Society of America*, **78**, 1725-1743.
- [4] Flinn, E.A. (1965) Signal Analysis Using Rectilinearity and Direction of Particle Motion. *Proceedings of the IEEE*, **53**,

- 1874-1876. <https://doi.org/10.1109/proc.1965.4462>
- [5] Bai, C. and Kennett, B.L.N. (2000) Automatic Phase-Detection and Identification by Full Use of a Single Three-Component Broadband Seismogram. *Bulletin of the Seismological Society of America*, **90**, 187-198. <https://doi.org/10.1785/0119990070>
- [6] Bai, C. and Kennett, B.L.N. (2001) Phase Identification and Attribute Analysis of Broadband Seismograms at Far-Regional Distances. *Journal of Seismology*, **5**, 217-231. <https://doi.org/10.1023/a:1011436421196>
- [7] Reading, A.M., Mao, W. and Gubbins, D. (2001) Polarization Filtering for Automatic Picking of Seismic Data and Improved Converted Phase Detection. *Geophysical Journal International*, **147**, 227-234. <https://doi.org/10.1046/j.1365-246x.2001.00501.x>
- [8] 刘希强, 周蕙兰, 沈萍, 等. 用于三分向记录震相识别的小波变换方法[J]. 地震学报, 2000, 22(2): 125-131.
- [9] Kazemnia Kakhki, M., Mokhtari, A., Mansur, W.J. and Del Gaudio, V. (2023) Three-Component High-Resolution Seismic Time-Frequency Polarization Filter. *Geophysical Journal International*, **236**, 270-289. <https://doi.org/10.1093/gji/ggad407>
- [10] Kim, K. and Chang, S. (2025) Shear-Wave Velocity Structure from the Near-Surface to Mid-Crust beneath the Southern Korean Peninsula Using P-Wave Polarization Analysis. *Geosciences Journal*, **29**, 71-86. <https://doi.org/10.1007/s12303-025-00006-7>
- [11] Kanasewich, E.R. (1981) Time Sequence Analysis in Geophysics. University of Alberta.
- [12] Kanasewich, E.R. (1990) Seismic Noise Attenuation.