剪切波分裂中的快、慢波识别方法

刘希强"

(山东省地窟局)

摘要

本文改进了两种震相识别方法。用最大特征值法可识别快、慢剪切波到时,用 波形识别算子法可确定快剪切波的到时及其序列。将两种方法结合起来,可比较 和鉴别地震波的到时及其类型,从而可以避免将转换 P 波误认为快剪切波,达到 最终确定剪切波到时及其序列的目的。以 1985 年禄劝 Ms6.1 地震为例,用上述 方法进行了剪切波分裂的研究,结果与张性扩容各向异性假说是一致的。

一、前 言

英国科学家 S. Crampin 提出张性扩容各向异性假说以后⁽¹⁾,人们致力于各向异性和 剪切波分裂的理论和观测研究⁽⁴⁻⁶⁾。分裂剪切波的震相识别取决于相应的理论及计算机 软件的发展,对此 Xiao R. Shin(1989)等人曾提出过纵横比方法⁽²⁾。但是该方法不能避免 将转换 P 波误认为快剪切波的可能性。本文引用了最大特征值法和波形识别算子法,将 两种方法结合可最终确定剪切波序列。

二、特征坐标系的建立

众所周知,地震波具有偏振特性,其压缩波的质点运动和传播方向一致,所以主要沿 传播方向呈线性偏振;剪切波的质点运动与传播方向垂直,在垂直于传播方向的平面内 偏振。对于弱的各向异性介质,可以认为这些偏振特性近似成立。对于球对称各向同性地 球模型,确定含有体波偏振性质的坐标系由分别平行于地震射线的切线、法线、副 法线 的基向量{t,n,b}组成,切向量t和法向量n位于震源、台站和地心决定的平面内,P 波和 S 波分别在t方向和n-b 平面内偏振。本文称该坐标系为"局部特征坐标系"。由于在横 向非均匀各向异性介质中,地震波的质点振动是沿三个方向偏振的。因此,由各种波群的 方位角和入射角确定的局部特征坐标系取向是研究非均匀各向异性结构的重要依据。

现假定原始三分向记录的基向量为 彭、瑟、彭。三者组成坐标系。取特征坐标系 L(纵向)、Q(法向)、T(切向),它们与原始记录的基向量之间的关系为(图 1):

[•] 作者为国家地震局兰州地震研究所毕业的研究生,本文为其硕士学位论文的一部分。

$$\vec{E}_{L} = \cos(i)\vec{E}z - \sin(i) \times \sin(a)\vec{E}e - \sin(i) \times \cos(a)\vec{E}n \quad ; \qquad (1)$$

$$\vec{E}_{T} = -\cos(a)\vec{E}e + \sin(a)\vec{E}n \quad ; \qquad (2)$$

$$\bar{E}_{Q} = \sin(i)\bar{E}z + \cos(i) \cdot \sin(a)Ee + \cos(i) \cdot \cos(a)En \quad . \tag{3}$$

公式中的 a 表示方位角, i 表示视出射角。

由图1不难得出原始坐标系与特征坐标系之间的关系:

$$\begin{bmatrix} U_L \\ U_Q \\ U_T \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} \cos(i) & -\sin(i) \cdot \sin(a) & -\sin(i) \cdot \cos(a) \\ \sin(i) & \cos(i) \cdot \sin(a) & \cos(i) \cdot \cos(a) \\ 0 & -\cos(a) & \sin(a) \end{bmatrix}$$
(4)



图1 特征坐标系与原始坐标的关系

Fig. 1 The relation of characteristic and original coordinate system 三、利用最大特征值和 对应的特征向量确定 快、慢剪切波波至和 裂隙发育方向

地面质点受到地震波的扰动产生 位移,根据地震波三分量记录可以得 到地面质点的位移轨迹。由于入射波 受到各种噪音的干扰,在某一时间窗 口内质点并非呈直线振动,其运动轨 迹往往比较复杂。但可以近似用椭球 面来表达质点位移随时间变化的特 征,椭球的长轴方向代表特定时间窗 口内质点位移的主方向。质点位移在

(6)

空间的取向,据描述信号相关参量的方差和协方差求得⁽¹⁰⁾。取N个采样点,时间窗取 (T_1,T_2) ,则在该窗口内,地震波三分向数字化记录值(X,Y,Z)组成一个矩阵.

$$M = \begin{bmatrix} X(\Delta T) & Y(\Delta T) & Z(\Delta T) \\ X(2 \cdot \Delta T) & Y(2 \cdot \Delta T) & Z(2 \cdot \Delta T) \\ \vdots & \vdots & \vdots \\ X(N \cdot \Delta T) & Y(N \cdot \Delta T) & Z(N \cdot \Delta T) \end{bmatrix}$$
(5)

矩阵 M 中的每行矢量代表了空间中的一个点,整个矩阵代表了质点在空间中的运动轨 迹。其运动的主方向通过计算下列协方差矩阵 W 的特征值及相应的特征向量得到。

$$W = \begin{bmatrix} Var(X) & cov(X,Y) & cov(X,Z) \\ cov(Y,X) & Var(Y) & cov(Y,Z) \\ cov(Z,X) & cov(Z,Y) & Var(Z) \end{bmatrix}$$

其中三分量记录值 X、Y、Z 的协方差用下列公式计算:

18

刘希强:剪切波分裂中的快、慢波识别方法

$$cov(x_i, x_j) = \frac{1}{N} \sum_{L-K}^{K+N} [(x_i(L \cdot \Delta T) - U_i) \times (x_j(L \cdot \Delta T) - U_j)] \quad ; \tag{7}$$

$$Var(x_i) = \frac{1}{N} \sum_{L-K}^{K+N} (x_i(L \cdot \Delta T) - U_i)^2 \quad . \tag{8}$$

式中 $x_1, x_1 = X, Y, Z(i \neq j); U_i$ 表示采样点数目为 K、采样率为每秒 $1/\Delta T$ 、时间窗口为 $N \cdot \Delta T$ 的平均记录值。利用(6)式求得三个特征值 λ_1, λ_2 和 $\lambda_3, \Diamond, \lambda_1 > \lambda_2 > \lambda_3$,可据此描述椭球形状。椭球的线性度

$$r^{2} = \frac{(1 - \lambda^{2}/\lambda_{1})^{2} + (1 - \lambda_{3}/\lambda_{1})^{2} + (\lambda_{2}/\lambda_{1} - \lambda_{3}/\lambda_{1})^{2}}{2(1 + \lambda_{2}/\lambda_{1} + \lambda_{3}/\lambda_{1})^{2}} ; \qquad (9)$$

$$P = \frac{\sqrt{\lambda_1} + \sqrt{\lambda_2} - 2\sqrt{\lambda_3}}{\sqrt{\lambda_1} + \sqrt{\lambda_2} + \sqrt{\lambda_3}} \quad . \tag{10}$$

·对于某段时间内的三分向数字化记录序列,其中包含 P 波、快剪切波和慢剪切波及 可能出现的 sP 转换波。设该时段为(Tm, Tn+L),关于时间窗的选择,由于并不确切知道 快、慢剪切波之间的延迟,所以应将移动的时间窗口尽量选得小一些,设起始的时间窗含 L 个采样点,当时间窗按(Tm,Tm+L)、(Tm+1,Tm+L+1)、(Tm+2,Tm+L+2)、……、(Tr,Tn+L)顺序 移动时,可以得到每个窗口对应的方差和协方差矩阵,每一个矩阵都对应着一个极大特 征值和特征向量,然后再从所得极大特征值中选出最大特征值。此最大特征值对应的时 间窗可认为是单一波列所包含的时间段。将含有 L 个采样点的时间窗逐一放大,依次计 算,从而得到一系列的特征值,将所得特征值进行比较,发现随时间窗的逐渐放大每个特 征值对应着相同的窗口终止点。因此,作者认为该点是地震信号的转折点,标志着新的震 相到时。根据时间段(Tm,Tn+L)所包含的波列的不同可区分不同的波至,当(Tm,Tn+L)只 包含 P 波尾波及 S 波的起始段时,则为快剪切波;当该时间段内包含快剪切波的后续波 列及慢剪切波列时,则为慢剪切波。由此得到的特征向量空间取向为自由界面质点位移 的主方向。由于入射波在地面上会发生反射,因此其位移并不等同于自由界面位移。只有 在入射角小于临界角时,入射波位移运动方向才近似等同于自由界面质点位移方向。又 据张性扩容各向异性假说可知,较快的剪切波偏振方向平行于裂隙面,较慢的剪切波与 裂隙面接近垂直,因此特征向量的空间取向在水平面内的投影决定了裂隙发育的主方 向。

四、利用波形识别算子确定快剪切波到时及其序列

A. Plesinger, M. Hellweg and D. Seidl (1986) 在宽频带地震图的高分辩率分析当中,利用波形识别算子法和方位识别算子法鉴别了多个震例的 P 波和 S 波序列⁽³⁾。本文对上述 方法加以改进用来鉴别快剪切波到时及其序列。

假定台站原始记录的三分向地震图向量分别为 Sz(t)、Se(t)和 Sn(t)。为了导出波形

第4期

识别算子和方位识别算子的特性,可以从确定方位角 α 入手。使 $i=90^\circ$,则地震图的向量 S 变成了旋转分析系统中的向量 V,

$$V = (Vr, Vz, Vt) \quad . \tag{11}$$

则

$$\begin{bmatrix} V_T \\ V_Z \\ V_t \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} 0 & -\sin(a) & -\cos(a) \\ 1 & 0 & 0 \\ 0 & -\cos(a) & \sin(a) \end{bmatrix} \begin{bmatrix} S_2 \\ S_e \\ S_n \end{bmatrix} .$$
(12)

(12)式中 Vr 和 Vt 表示质点在水平面内的径向和横向分量; Vz 为位移的垂直分量。

如果呈线性偏振的 P 波以 $i = i_0$ 和 $\alpha = \alpha_0$ 入射,那么其地震图的向量可由 P 波位移 U_L 给出。即:

$$\begin{bmatrix} Sz \\ Se \\ Sn \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} \cos(i_0) \\ -\sin(i_0) \cdot \sin(a_0) \\ -\sin(i_0) \cdot \cos(a_0) \end{bmatrix} U_L \quad .$$
 (13)

则

$$\begin{bmatrix} V_{\star} \\ V_{\star} \\ V_{\iota} \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} \cos(a_0 - a) \cdot \sin(i_0) \\ \cos(i_0) \\ \sin(a_0 - a) \cdot \sin(i_0) \end{bmatrix} U_{\iota} \quad .$$
 (14)

那么其分量乘积

$$V_t \times V_s = U_L^s(t) \times \sin(a_0 - a) \times \sin(i_0) \times \cos(i_0) \quad ; \quad (15)$$

$$Vr \times Vz = U_L(t) \times \cos(\alpha_0 - a) \times \sin(\iota_0) \times \cos(\iota_0) \quad . \tag{16}$$

对于以 i=i₀,α=α₀ 入射的 SV 型波,其向量表示为:

$$\begin{bmatrix} Sz \\ Se \\ Sn \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} sin(i_0) \\ cos(i_0) \times sin(a_0) \\ cos(i_0) \times cos(a_0) \end{bmatrix} Uq \quad .$$
 (17)

则

$$\begin{bmatrix} V_r \\ V_z \\ V_l \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} -\cos(a_0 - a) \cdot \cos(i_0) \\ \sin(i_0) \\ -\sin(a_0 - a) \cdot \cos(i_0) \end{bmatrix} Uq \quad .$$
 (18)

其分量乘积为:

$$V_{t} \times V_{z} = -U_{g}^{2}(t) \times \sin(a_{0} - a) \times \cos(i_{0}) \times \sin(i_{0}) \quad ; \tag{19}$$

$$V_{T} \times V_{T} = -U_{g}^{2}(t) \times \cos(a_{0} - a) \times \cos(i_{0}) \times \sin(i_{0}) \quad ; \tag{19}$$

对于 SH 型入射波,不难得出:

$$V_t \times V_z = 0 \quad ; \tag{21}$$

$$Vr \times Vz = 0$$
 (22)

由以上导出式可以看出,Vr×Vz对P波为正值,对SV型波为负值,对SH型波为零 值。本文称Vr×Vz为波形识别算子,据此可识别波的类型。另一分量乘积V_i×Vz对P 波、SV型波和SH型波均为零,本文将其称为方位识别算子,可以用于鉴别入射波的入射 方位角。由于地面对剪切波列的效应,地面记录的剪切波列并不总是反映深部的运动,从 而给解释带来困难。角度小于临界值(大约35°)入射于各向同性半空间表面的剪切波列 广泛保留,但角度较大时会出现大的畸变。仅考虑剪切波在其临界值内入射,可认为震中 方位角即为射线入射方向在水平面内的投影。

利用波形识别算子法不仅可以确定剪切波的到时,而且还可以鉴别 P 波、S 波序列, 避免了把 sP 转换波震相误认为快剪切波震相的情况。值得指出的是,即使剪切波在其窗 口内入射,由于地面的起伏、波相扩散及能量传播矢量,其性质在各向异性半空间表面将 更为复杂。从地面记录波形中提取带有普遍特征的信息,这是本文的指导思想。

五、方法检验

1985 年 4 月 18 日在云南省禄劝一寻甸地区发生了 Ms6.1 地震,本文以这次地震为 例对上述方法进行检验。该次地震余震序列比较丰富,其震中分布和台站分布如图 2 所 示⁽¹¹⁾。由图 2 可以看出,地震发生在则邑一桂泉北西向小断层附近,地震序列的震中分布 主要呈北西向,震源深度为 5-20km。区域应力场主压应力轴优势方位为 NNW-SSE。

禄劝地震后第6天,国家地震局地球物理研究所陈运泰等在震区布设了由4台数 字地震仪组成的临时台网,连续对12次余震进行了观测。本文选择了其中的5次地震资 料,利用上述两种方法分别对这5次地震进行了处理,以1985年5月2日的ML=2.2地 震为例来说明处理过程。将(Tm,Tm+L]、(Tm+1,Tm+1+L]、……、(Tn,Tn+L]来表示移动的可 变窗口,为方便起见,用M表示研究波列的起始采样点数目,用N表示研究波列的终止 采样点,L表示可变的移动窗,K表示窗口大小,即K=N-M+L,具体处理结果见表1。 从表1可以看出,随着移动时间窗的增加,最大特征值相应的窗口总是截止在1.32秒, 此刻即为慢剪切波的初至。同理可得快剪切波的初至为1.23秒,最大特征值相应的空间 向量在水平面的投影为330°,此为快剪切波的偏振方向。

图 3 给出了 1985 年 5 月 3 日 ML3.6 地震的三分向数字化记录的速度波形及两两正 交的平面偏振图,其中 E-N 平面偏振图表示出快剪切波的偏振方向,箭头指向偏振图尾 部的拐折处表示慢剪切波的波至。采样间隔是从 3.14 秒到 3.39 秒。不难看出 N-E 偏 振图在 3.38 秒后发生了近 90 度的偏振转向。

图 4a 为用方位识别算子法所得的合成地震图。在确定了波的入射方位角之后, 进而得到图 4b。由该图不难看出,当快剪切波到达时,在图 4b 中的 3.14 秒处有一个明显

| м | N | L | ĸ | 最大特征值 及对应窗口 | 对应特征向量 | |
|-----|-----|----|------|---------------------|---|--|
| 120 | 130 | 5 | 0—15 | 窗口 127—132 18331 | 0. 86277931 - 0. 499917 - 0. 080228 | |
| 120 | 130 | 6 | 0—16 | 窗口 126132 16576 | 0. 8627677 | |
| 120 | 130 | 7 | 0—17 | 窗口 125—132 14934 | 0. 8627623 0. 499199 0. 080254 | |
| 120 | 130 | 8 | 0—18 | 管口 124—132 13706 | 0. 8627759 - 0. 499199 - 0. 081886 | |
| 120 | 130 | 9 | 019 | 窗口 123—132 12573 | 0. 8627855 - 0. 199186 - 0. 082158 | |
| 120 | 130 | 10 | 020 | 窗口 122132 11600 | 0. 86277711 - 0. 499195 - 0. 080201 | |

剪切波到时及快剪切波偏振方向的确定

表 2 用两种识别方法得到的禄劝地震剪切波分裂结果

| 序 | 地震时间 | 震中 | 射线 | 延迟、快 | 快剪切 | 实入 | 线性 | 扁率 |
|---|-----------------------|----------------------------|--------|---------------------------------|-----|------|--------|--------|
| ד | 和震级(M∟) | | 路径 | 慢波到时 | 偏振 | 射角 | | |
| 1 | 1985. 4. 28 ML2. 9 | 东经 25.92° 北纬 102.78° | 11.9公里 | 快 2.75秒 延迟 0.17 慢 2.92秒 | 0) | 40 | 0. 994 | 0. 999 |
| 2 | 1985. 5. 1 M∟2. 5 | 东经 25. 849° 北纬 102. 81° | 4 公里 | 快 2.27 秒 延迟 0.05 慢 2.32 秒 | 337 | 10 | 0. 997 | 0. 999 |
| 3 | 1985. 5. 2 M∟2. 2 | 东经 25.83° 北纬 102.78° | 6 公里 | 快1.23秒 延迟0.09 慢1.32秒 | 330 | 0 | 0. 997 | 0. 999 |
| 4 | 1985. 5. 2 ML2. 1 | 东经 25.84° 北纬 102.88° | 8 公里 | 快1.18秒 延迟0.1 慢1.28秒 | 340 | 36 | 0. 996 | 0. 999 |
| 5 | 1985. 5. 3 ML3. 6 | 东经 25. 855° 北纬 102. 81° | 10 公里 | 快3.14秒 延迟0.18 慢3.38秒 | 345 | 40 ° | 0. 926 | 0. 996 |

表1

Ż



图 2 1985年4月26日-5月5日禄劝余 震震中分布图(虚线表示剖面在地面 上的投影)

1. 红岭坡断层 2. 则邑断层

Fig. 2 Epicentral distribution of Luquan aftershocks (from April 26 to May 5,1985)through accurate locating



图 4 1985 年 5 月 3 日 ML 3.6 地震 合成地震图

a. 利用方位识别算子法所得合成地震图
 b. 利用波形识别算子法所得合成地震图
 Fig. 4 Synthetic seismograms of the Luquan
 ML 3. 6 carthquake on May 3,1985



- 图 3 1985 年 5 月 3 日禄劝 ML 3.6 池 震三分向速度记录 a. N-E 平面偏振图 b. N-U 平面偏振图 c. E-U 平面偏振图 Fig. 3 Three- component speed records of the Luguan
 - M_L3. 6 carthquake on May 3,1985

的小于 0 的信号出现,作者认为这可能是 SV 型的快剪切波列;在 3.38 秒以后信号有明显 的上下起伏的现象,作者认为这可能是慢剪切 波波至。由此不难看出,利用最大特征值法和 利用波形识别算子法所鉴别的快、慢剪切波到 时是一致的。

表 2 列出了 5 个震例的处理结果,据此可 得出地震波在传播路径上引起的平均延迟为 0.01s/km,平均区域主压应力方向为 342°.4。

在完成本文的过程中得到了兰州地震研究 所李清河老师的悉心指导,并得到了四川省地 震局测震室陈天长老师的热情帮助并提供了 地震资料,兰州地震研究所震源室张元生和周 民都等同志都给予了帮助,在此一并致谢。

(本文1992年3月23日收到)

参考文献

(1) Crampin , S. and Booth , D. C. et al. , Shear - wave polarization

in the peter the first range indicating crack- induced anisotrophy in a trust- fault region, Geophys. J. R. Astro, soc., Vol. 84.P401 - 412.1986.

(2) Xiao R. Shin, Robert, P. Meyer and John F. Schneider, An automated analytical method to determine shear wave splitting, Technophysics, Vol. 165, P271-278, 1989.

(3) A. Plesinger, M. Hellweg and D. Seidl, Interactive high- resolution polarization analysis of broad- band seismograms, Geophys., Vol. 69, P129-139, 1986.

(4) Chen, Tian Chang, Booth, Crampin, Shear- wave polarization near the North Anitolian Fault – 3 observation of temporat changes, Geophys. J. R. astro. Soc., Vol. 61, No. 2, 1987.

(5)朱传镇,S波分裂研究与地震前兆探索, 地震, No. 5, 1990.

(6) 彭成斌等, S 波极化研究的评述, 中国地震, Vol. 14, No. 4, 1987.

(7)郑治真,S波分裂在地震趋势估计中的应用,地震研究,Vol. 3, No. 1, 1991.

[8]姚陈,地震各向异性研究新进展,地球物理学进展, Vol. 5, No. 4, 1990.

(9)姚陈,地震各向异性研究新进展,国际地震动态,No. 2,1991.

(10)张家茹,利用波的偏振特性提高转换波震相识别的可靠性,地球物理学报,Vol. 25, No. 4, 1982.

[11]国家地震局地球物理研究所,1985年4月18日禄劝 Ms6.1地震研究文巢,地震学报,Vol. 8, Supp., 1985.

METHODS TO IDENTIFY FAST AND SLOW S-WAVE IN S-WAVE SPLITTING

Liu Xiqiang

(Scismological Bureau of Shaudong Province, Jinan, China)

Abstract

This paper raises two methods of distinguishing the seismic phase. By the greatest eigenvalue method, the arrival time of fast and slow shear- wave and convert P wave may be determined. By the method of wave distinguishing factor, fast shear- wave arrival time and wave sequence may be determined. Combining these two methods, the possibility of taking the conversion P wave as fast shear- wave may be removed. By using the above- mentioned methods to 1983 Luquan Ms6. 1 earthquake, the results show that the fast shear- wave polarization direction is in keeping with what EDA hypothesis raised.