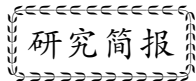


文章编号: 0253-3782(2006)03-0329-05



用 B-样条双正交小波拾取 P 波到时^{*}

滕云田 王喜珍^{*} 王晓美 马洁美 许建华

(中国北京 100081 中国地震局地球物理研究所)

关键词 双正交小波 特征函数 到时拾取

中图分类号: P315.3 文献标识码: A

地震波包含有许多震相,这些震相蕴涵着丰富的地球物理信息,反映了震源、传播路径等介质的特征,识别这些震相对于了解震源机制、地层结构以及地震波特性是很重要的.地震事件检测的一个重要目的是在地震发生前后提供地震的相关信息,以减少或避免地震带来的损失.由于 P 波和 S 波的特殊性,地震事件检测主要是识别 P 波和 S 波以及确定它们的到时,因此准确而高效地确定 P 波和 S 波到时方法的研究成为众多地球物理学家的研究热点.

小波分析是很好地分析非平稳、非线性信号的时频分析工具.小波形状与某些地震子波非常相似,具有较好的匹配性(王喜珍,2004),近年来小波变换被越来越多地用于分析震相问题.目前基于小波变换的震相识别和到时拾取算法主要是把地震信号作小波变换,结合现有的检测方法,重新构建特征函数,根据某种准则判定震相到时.日本地震学家 Kiyoshi(1994)用小波变换方法识别模拟震相,得到了较好的结果,为应用小波分析研究震相问题起到了重要的作用. Anant 和 Dowla(1997)通过把地震信号进行多尺度分解,在每个尺度上求解小波系数的协方差矩阵,根据线性偏振和转换面上能量比来确定 P 波和 S 波到时. Oonincx 利用小波分析自动识别震相的方法和出现的一些问题,把小波变换与传统震相识别方法相结合.由于 P 波和 S 波的频带范围不同,利用离散小波变换分解地震信号,将地震信号分成不同的频段,根据区域震和非区域震的频带不同以及 P 波和 S 波的到时差,寻找最优的最大分解水平,再利用传统的识别方法进行识别(Oonincx, 1998). 刘希强等(2000)采用与 Oonincx 大致相同的方法研究了 P 波和 S 波的到时.尽管这些方法对一些震例的分析效果是比较满意的,但由于地震波形的复杂性,用正交小波变换分析大部分地震事件很难得到满意的结果.双正交小波在放弃部分正交性的前提下,引入线性相位,同时保留比较弱的正交性,从而在小波分解的过程可以得到有利于震相识别的特征,可以较好地提高识别精度和识别效率.

本文利用 B-样条双正交小波,提出了构建 P 波到时拾取特征函数的方法.第一部分介绍双正交小波变换的原理和它的优点;第二部分详细介绍构建特征函数的方法和步骤;第三部分结合实际的地震示例,给出本文方法分析结果与专业人员人工分析结果的比较;第四部分是本文的结论,给出本文研究的主要结果,同时对一些相关的问题进行讨论.

1 双正交小波变换

设函数 $\tilde{\varphi}_{j,k}$ 为尺度函数 $\varphi_{j,k}$ 的对偶, $\tilde{\psi}_{j,k}$ 为小波函数 $\psi_{j,k}$ 的对偶,则小波函数的双正交性由两部分组成,小波函数与尺度函数对偶之间的正交性以及尺度函数与小波函数对偶之间的正交性,可表示为

* 中国地震局地球物理研究所论著 06AC1020.
2005-01-26 收到初稿,2006-03-07 决定采用修改稿.
† 通讯作者. E-mail: wxz9288@yahoo.com.cn

$$\langle \tilde{\varphi}(t-k), \psi(t-n) \rangle = 0 \quad \langle \tilde{\psi}(t-k), \varphi(t-n) \rangle = 0 \quad (1)$$

尺度函数与它的对偶之间的正交性以及小波函数与它的对偶之间的正交性, 可表示为

$$\langle \tilde{\varphi}(t-k), \varphi(t-n) \rangle = \delta_{k,n} \quad \langle \tilde{\psi}(t-k), \psi(t-n) \rangle = \delta_{k,n} \quad (2)$$

任何函数 $f \in L^2(R)$ 在双正交小波基下可展开为

$$f(t) = \sum_j \sum_k \langle f, \tilde{\psi}_{j,k} \rangle \psi_{j,k}(t) = \sum_j \sum_k \langle f, \psi_{j,k} \rangle \tilde{\psi}_{j,k}(t) \quad (3)$$

文中采用的双正交小波函数为 B-样条双正交小波, 且重构和分解滤波器系数长度分别取 3 和 7. 该双正交小波具有许多优点, 主要体现在: ① 滤波器系数是对称的, 因此其传递函数具有线性相位特征; ② 具有一些很有用的特性, 如是紧支撑的、尺度函数 $\varphi(x)$ 总是对称的、小波函数 $\psi(x)$ 总是对称或反对称的, 因此小波变换更有利于数据特征的集中; ③ 滤波器系数是二分的, 如它们具有形式 $z/2^n$, 可以减少执行开销.

2 特征函数

对三分量地震信号 $x = (x_E, x_N, x_Z)$, 在 N 点的时间窗长(由采样率可转换到时间)上的协方差矩阵为

$$\mathbf{M} = \begin{bmatrix} \text{var}(x_E) & \text{cov}(x_E, x_N) & \text{cov}(x_E, x_Z) \\ \text{cov}(x_E, x_N) & \text{var}(x_N) & \text{cov}(x_N, x_Z) \\ \text{cov}(x_E, x_Z) & \text{cov}(x_Z, x_N) & \text{var}(x_Z) \end{bmatrix} \quad (4)$$

其中, $\text{var}(x_j) = \text{cov}(x_j, x_j)$ 表示两分量间的协方差, 定义为

$$\text{cov}(x_i, x_j) = \frac{1}{N} \sum_{k=1}^N [x_i(k) - \mu_{x_i}][x_j(k) - \mu_{x_j}] \quad (5)$$

其中, μ_{x_i} 为 x_i 分量在 N 点时间窗长上的平均值, μ_{x_j} 为 x_j 分量在 N 点时间窗长上的平均值. 协方差矩阵 \mathbf{M} 的对角化可以确定该矩阵的主轴. 最大主轴的特征向量对应地震信号的偏振方向. 在各向同性的介质中该方向平行于 P 波的传播方向, 垂直于 S 波的传播方向. 定义协方差矩阵 \mathbf{M} 的最大特征值为 λ_1 , 第二大特征值为 λ_2 , 最小特征值为 λ_3 . 根据不同的地震信号偏振特性可以定义不同的特征函数 (Samson, Olson, 1980; Kanasewich, 1981; Jurkevics, 1988; Jepsen, Kennett, 1990; Cichowicz, 1993). 当地震波偏振特性完全线性时特征函数值为 1, 在没有线性偏振特性时其值为 0. 在线性偏振特性的基础上, 本文构建特征函数的方法为:

第一步: 用 B-样条双正交小波函数对三分量地震记录(东西向 EW、南北向 NS、垂直向 UD)分别作 5 尺度分解, 在第 j 尺度的分解输出为 d_E^j, d_N^j, d_Z^j .

第二步: 计算特征函数. 首先在每个分解尺度上对三分量小波分解系数作处理, 在设定的时间为 t 秒的时间窗长上求协方差矩阵 $\mathbf{M}^j(i)$, 并按一定的步长移动时间窗: $j=3, 4, 5; i=0, 1, 2, \dots, n$. 时间 t 的取值范围为 5~25 s. 再求每个水平上协方差矩阵 \mathbf{M}^j 的特征值 $\lambda_m^j, m=0, 1, 2$. 根据这些特征值, 计算特征函数

$$C_F(i) = \prod_{j=3}^5 C_F^j(i) \quad i = 0, 1, 2, \dots, n \quad (6)$$

其中, C_F^j 为在第 j 尺度上的线性偏振函数值, 表达式为

$$C_F^j(i) = 1 - \frac{\lambda_2^j(i)}{\lambda_1^j(i)} \quad i = 0, 1, \dots, N \quad (7)$$

值得注意的是, 在计算特征函数时只考虑了分解尺度大于 2 时的小波分解系数, 这是因为根据 B-样条双正交小波的特性与 P 波和 S 波的频率特征. 当分解尺度小于 3 时, 小波分解系数对特征函数的贡献很小, 可以不予考虑.

第三步: 求 P 波到时. 由于线性偏振最大的位置应该是 P 波到时的位置, 因此取特征函数 C_F 的最大值所对应的时刻为 P 波的初动到时.

3 实验结果

用于震相到时拾取的数据取自中国国家数字地震台网中心，地震记录为三分量速度记录，采样率为 50 Hz. 首先选取地方震、近震和远震各一次进行研究，地震基本信息见表 1.

表 1 地震记录基本信息

编号	台站名	发震时间		起始时间 时:分:秒	样本数	$\varphi_N/(^{\circ})$	$\lambda_E/(^{\circ})$	震级	深度 /km	震中矩 /km
		年-月-日	时:分:秒							
1 [#]	HHC	2003-06-10	03:23:20.0	03:20:22	60 000	40.72	111.33	4.6	33	24
2 [#]	HTA	2003-06-04	16:28:37.0	16:26:17	105 000	39.45	77.57	5.1	10	335
3 [#]	ENS	2003-06-26	14:11:47.0	14:12:11	103 200	12.28	123.76	5.6	33	2 473

按照前面介绍的特征函数和到时求取方法，分别对上述 3 种类型的地震记录作小波变换和震相到时拾取. 为了较直观地比较本文提出的方法与传统方法的优劣，分别采取两种不同的方法拾取 P 波到时：一种是没有双正交小波变换即传统的拾取方法；一种是用本文提出的方法. 其结果分别见图 1~图 3. C_t , C_f 分别为传统方法与本文方法拾取结果.

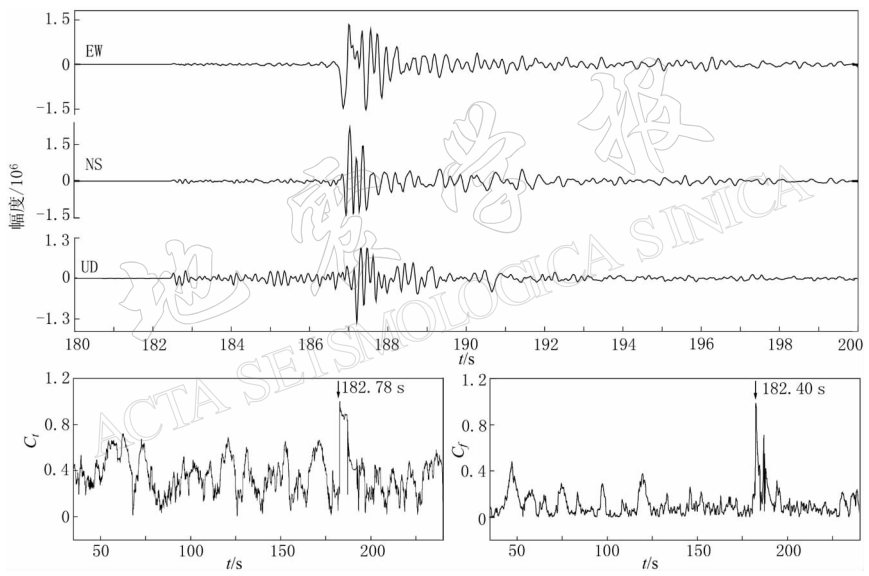


图 1 1[#] 地方震波形与 P 波到时拾取结果(人工分析结果为 182.42 s)

从图 1~图 3 可以看出，本文提出的基于双正交小波变换的 P 波到时拾取方法具有更高的精度. 对 1[#] 地方震，由本文的方法拾取的到时结果与专业人员人工分析结果的误差只有 0.02 s；对 2[#] 近震，与专业人员人工分析结果误差为 0.22 s；而对 3[#] 远震，与专业人员人工分析结果是一致的，而用传统方法的拾取结果最小的误差也有 0.36 s. 其对拾取精度的提高是比较明显的.

另一个明显特征就是，根据本文方法构建的特征函数比传统的特征函数更容易拾取 P 波的到时. 从图 1~图 3 可以看出，在特征相触发的位置附近，特征函数变化梯度增大. 一方面震相触发位置附近特征函数值的变化比传统方法更加显著，更容易将具有 P 波触发特征的特征函数值与其它函数值区分开来，使得识别 P 波更加容易，从而提高震相识别的准确率；另一方面具有 P 波触发特征的横轴区域变窄，使得到时拾取误差变小，可以提高到时拾取的精度.

为了检验本文方法的可靠性，采用上述方法对 20 次地震记录进行分析. 地震包括地方震、近震和远震，发生时间为 2001—2003 年，波形数据范围为 P 波前 60 min 至 P 波后 60 min，采样率为 50 Hz，结果见表 2.

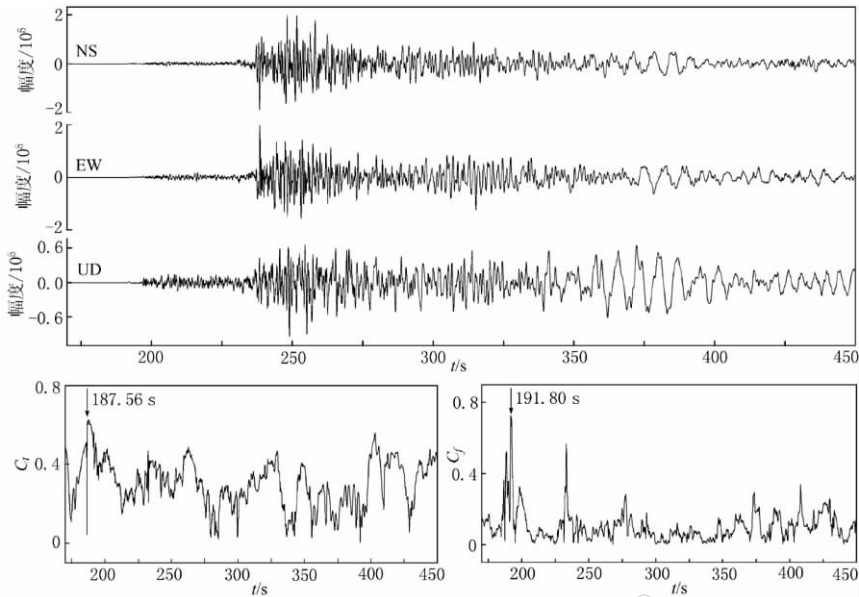


图 2 2# 近震波形与 P 波到时拾取结果(人工分析结果为 191.58 s)

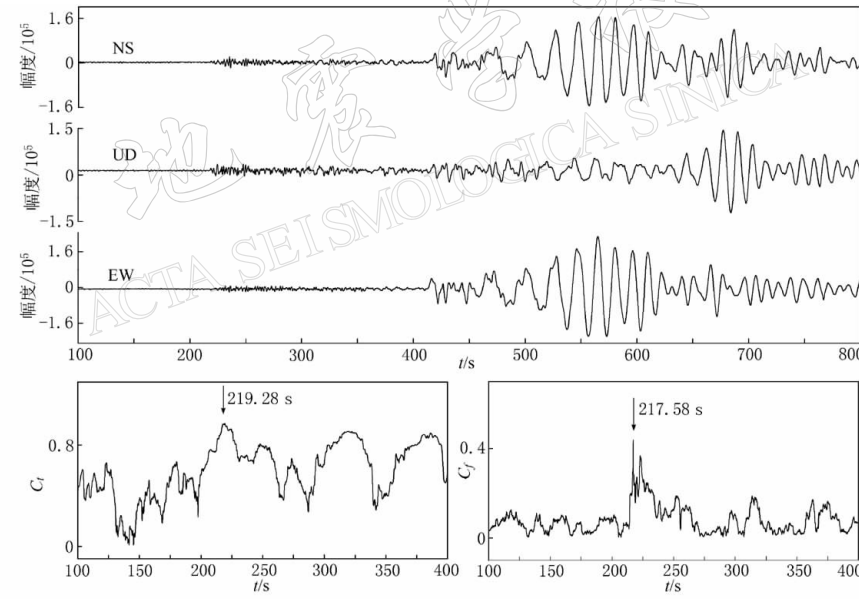


图 3 3# 远震波形与 P 波到时拾取结果(人工分析结果为 217.58 s)

由表 2 可以看出,本文方法拾取结果与专业人员人工分析结果的最大误差为 2.98 s,最小误差为 0 s,平均误差为 0.63 s;而传统方法的拾取结果与专业人员人工分析结果的最大误差、最小误差和平均误差分别为 4.04 s, 0.22 s 和 1.63 s. 平均精度提高了 61%.

4 结论

通过采用本文提出的 P 波到时拾取方法和传统的拾取方法对地方震、近震和远震事件 P 波的到时拾取结果分析,可以看出本文提出的基于双正交小波变换,在主要分解水平上构建特征函数的 P 波到时拾取方法,比传统的拾取方法具有一定的优越性.

表 2 测试地震记录 P 波到时拾取结果与专业人员人工分析结果

单位：s

事件编号	人工分析结果	传统方法	本文方法	事件编号	人工分析结果	传统方法	本文方法
01	194.86	191.24	195.40	11	197.56	197.34	197.48
02	226.24	222.80	224.76	12	149.26	148.62	149.08
03	141.14	139.62	141.18	13	189.86	189.24	189.28
04	91.30	90.80	90.98	14	186.70	186.94	186.86
05	189.48	188.36	189.86	15	182.24	180.92	181.18
06	182.5	183.18	182.86	16	60.64	59.90	59.90
07	186.02	183.22	187.86	17	301.34	297.30	300.05
08	184.98	184.38	184.74	18	191.58	187.56	191.88
09	146.32	142.44	143.34	19	182.42	182.78	182.40
10	186.00	185.38	186.02	20	217.58	219.28	217.58

注：表中传统方法为未采用小波变换的线性偏振算法。

首先拾取的到时精度提高了，本文方法拾取结果与专业人员人工分析结果的平均误差比传统方法拾取结果与专业人员人工分析结果的平均误差提高了 61%；其次，本文方法更容易决定 P 波初动到时。从本文构建的特征函数与传统的特征函数的比较可以看出，本文提出的方法对提取震相到时更直观。

本文提出的拾取震相到时的方法可以用于 S 波和其它震相的到时拾取。该方法的广泛应用对尽可能地减少地震事件的漏报和错报，提高地震事件定位精度，改善自动定位系统的快速处理能力具有重要意义。但值得提出的是，个别地震事件的到时拾取误差比较大，可能是由于移动时间窗长的选取引起的，也可能是由于小波函数与地震波形状的匹配引起的，需要作进一步地研究。同时，通过仿真地震信号，在不同信噪比条件下，研究本文方法的检测结果，也将有助于说明本文方法的可靠性。

参 考 文 献

刘希强,周蕙兰,沈萍,等. 2000. 三分向记录中震相识别的小波变换方法[J]. 地震学报, **22**(2): 125~131

王喜珍. 2004. 小波变换在地震数据压缩和震相到时拾取中的应用研究[D]: [学位论文]. 北京: 中国地震局地球物理研究所, 87~90

Anant K, Dowla F. 1997. Wavelet transform methods for phase identification in three-component seismograms[J]. *Bull Seism Soc Amer*, **87**(6): 1 598~1 612

Cichowicz A. 1993. An automatic S-phase picking[J]. *Bull Seism Soc Amer*, **83**: 180~189

Jepsen D C, Kennett B L N. 1990. Three-component analysis of regional seismograms[J]. *Bull Seism Soc Amer*, **80**: 2 032~2 052

Jurkevics A. 1988. Polarization analysis of three-component array data[J]. *Bull Seism Soc Amer*, **78**: 1 725~1 743

Kiyoshi Y. 1994. Detection of anomalous seismic phases by the wavelet transform[J]. *Geophys J Int*, **116**: 119~130

Kanasewich E R. 1981. *Time Sequence Analysis in Geophysics* [M]. Third ed. Alberta: The University of Alberta Press, 334~354

Oonincx P J. 1998. *Automatic Phase Detection in Seismic Data Using the Discrete Wavelet Transform* [R]. CWI, Report PNA-R9811, 1~29

Samson J, Olson J. 1980. Some comments on the descriptions of the polarization states of waves[J]. *Geophys J R astr Soc*, **61**: 115~129

P WAVE ONSET TIME PICKING WITH THE B-SPLINE
BIORTHOGONAL WAVELET

Teng Yuntian Wang Xizhen Wang Xiaomei Ma Jiemei Xu Jianhua

(Institute of Geophysics, China Earthquake Administrator, Beijing 100081, China)

Key words: biorthogonal wavelet; characteristic function; the onset time picking