

# 利用定尺度小波变换比方法测量远震 极远震 P 和 PKIKP 震相到时<sup>\*</sup>

何小波 周蕙兰

(中国北京 100049 中国科学院研究生院计算地球动力学重点实验室)

**摘要** 许多起始缓慢的震相的到时不易测量准确, 人眼测量的到时往往偏后. 本文对定尺度 Morlet 小波变换比方法加以改善和简化之后, 测量了 50 条远震和极远震记录的初至震相 P 和 PKIKP 的到时. 在对结果的合理性和误差进行分析讨论的基础上, 肯定了该方法的有效性.

**关键词** Morlet 小波 小波变换比 初至震相 初至到时 信噪比

**中图分类号:** P315.3<sup>+</sup>1 **文献标识码:** A

## 引言

渐变信号具有在起始点附近瞬态高频分量比较丰富而起始幅度比较微弱的特点, 定尺度小波变换比方法试图利用比值来突显震相初至时刻. 但是, 比值方法都有稳定性差的缺点. 刘希强等 (2004) 在研究了用比值处理几个合成信号和实际地震波资料的经验和问题之后, 提出了几个控制措施, 以达到压制噪声对比值的干扰、突出信号起始时间信息和提高起始渐变的震相到时测量精度的目的. 但是, 他们处理实际地震资料较少. 远震和极远震记录图上的初至震相一般都比较缓慢, 人眼很难准确辨别到达时刻, 因而给出的到时偏晚. 而大量远震和极远震的初至震相的到时数据是用来研究地球深部结构的基础 (例如体波走时层析成像). 因此, 准确测量其到时的至关重要. 本文在对该文献中约束条件进行研究并加以改善和简化之后, 处理了 50 条远震极远震记录, 对该方法的实际效果作了更多检验.

## 1 定尺度小波比方法及改进

刘希强等 (2004) 给出的定尺度小波变换比为

$$R(a_2, a_1, b) = \frac{|W(a_2, b)|}{|W(a_1, b)|} \quad (1)$$

式中,  $W(a, b)$  为信号  $x(t)$  的 Morlet 复小波变换 (郑治真等, 2001)

$$W(a, b) = \frac{1}{\sqrt{a} \sqrt{\pi}} \int_0^{\infty} \exp \left[ i \omega_p \frac{t-b}{a} - 0.5 \left( \frac{t-b}{a} \right)^2 \right] x(t) dt \quad (2)$$

$a_1$  和  $a_2$  是两个取值不同的尺度因子, 而且  $a_1 > a_2$ . 经试验, 取  $a_1 = A$  和  $a_2 = A/2$  是比较

\* 国家自然科学基金 (40074007) 资助.

2004 05 31 收到初稿, 2005 04 21 收到修改稿并决定采用.

好的选择. 这里  $A = \omega_p / \omega_0$ , 小波的调制圆频率  $\omega_p$  取为  $6 \omega_0 = 2\pi f_0$ ,  $f_0$  为所研究信号的主频. 但是在处理实际资料特别是渐变类信号时, 噪声会造成结果不够稳定. 为了压制噪声对比值的干扰、突出信号起始时间信息和提高起始渐变的震相的到时测量精度, 该文作者曾提出过几个约束控制措施(刘希强等, 2004).

本文在考查了定尺度小波比方法之后, 对其做了几点改进, 得出以下方法:

1) 以 IASPE II 991 模型 (Kennett 1991) 计算台站初至震相的理论到时  $t_i$  作为参考点, 经小波变换, 计算得到  $|W(A, b)|$  和  $|W(A/2, b)|$ , 并将它们在时刻大于  $t_i$  后的第一个极大值分别记为  $\max |W(A, b)|$  和  $\max |W(A/2, b)|$ .

2) 由于使用的是复小波的模  $|W(a, b)|$ , 尺度大者的峰值  $\max |W(A, b)|$  比尺度小者的峰值  $\max |W(A/2, b)|$  晚到达, 更比初至震相晚到达. 因此, 对于识别测量初至震相的到时来说, 只需要关注  $\max |W(A, b)|$  的对应时刻  $t_2$  之前的比值  $R(A, A/2, b)$  曲线 (以下简记为  $R$ ). 为了抑制干扰对  $R$  的影响, 只需要计算  $[t_b, t_2]$  时段的比值  $R$  曲线. 而根据资料情况, 确定  $t_b$  的方法有以下两种:

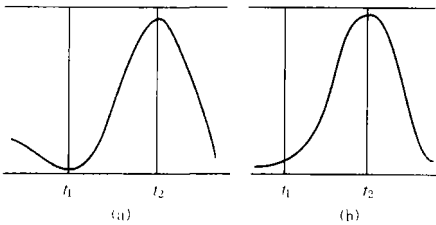


图 1 确定  $[t_b, t_2]$  时段的方法示意图

$t_2$  为  $|W(A, b)|$  极大值对应时刻

- (a)  $|W(A, b)|$  在  $t_2$  之前有极小值, 则取最靠近  $t_2$  的极小值对应时刻为  $t_b$ ; (b)  $|W(A, b)|$  在  $t_2$  之前无极小值, 则取  $\max |W(A, b)|$  的对应时刻为  $t_b$

方法 a 如果在  $t_2$  之前的  $|W(A, b)|$  曲线有极小值出现, 则取各极小值中最靠近  $\max |W(A, b)|$  的那个极小值的对应时刻为  $t_b$  (图 1a).

方法 b 如果在  $t_2$  之前的  $|W(A, b)|$  曲线没有极小值出现, 则取  $\max |W(A, b)|$  的对应时刻为  $t_b$  (图 1b); 这里  $\alpha$  约为  $0.01 \sim 0.1$ , 是在资料处理中得出的经验值.

确定了  $t_b$  和  $t_2$  之后, 只在  $[t_b, t_2]$  范围内保留  $R$  的计算值, 其余的  $R$  令为 0. 这样, 可以避免  $[t_b, t_2]$  范围之外的噪声和其它震相的干扰.

3) 在  $[t_b, t_2]$  时段量取  $R$  曲线上最先出现的第一个极大值的对应时刻  $t_b$ , 做为初至震相的初至到时.

## 2 地震记录图的预处理

选择了 RS 提供的远震和极远震两类地震在地震台上的垂直向长周期记录 (采样率为每秒一个数据点), 共计 50 条, 并进行去除零点漂移和长趋势预处理. 台站、震中距和相应地震基本参数见表 1.

## 3 波形资料的截取

处理远震 P 震相时, 时间窗长度取为  $30 \sim 65$  s, 即从人眼识别的 P 到达时刻往前取  $10 \sim 25$  s, 往后取  $20 \sim 40$  s. 处理极远震 PK KP 时, 时间窗长度取为  $45 \sim 85$  s, 即从人眼识别的到达时刻往前取  $15 \sim 25$  s, 往后取  $30 \sim 60$  s.

资料截取时, 若待研究震相的波形周期值比较明确, 时间窗长度应至少大于一个完整的周期, 否则应按上述取值范围取大者.

表 1 本研究选用的长周期资料的台站和地震信息

台站	地震时间 年-月-日	发震地点	震中位置		震源深度 km	震中距 / (°)
			$\varphi_N$ / (°)	$\lambda_E$ / (°)		
MDT	1998-01-27	Fiji Islands	-20.77	-179.18	642.80	167.0
NNA	2000-05-04	Sulawesi Indonesia	-1.11	-123.57	26.00	155.9
CCM	2000-05-04	Sulawesi Indonesia	-1.11	-123.57	26.00	131.3
SDV	2000-10-25	Sunda Strait	-6.55	105.63	38.00	175.5
OTAV	2000-10-25	Sunda Strait	-6.55	105.63	38.00	172.5
DWPF	2000-10-25	Sunda Strait	-6.55	105.63	38.00	155.5
FFC	2000-10-25	Sunda Strait	-6.55	105.63	38.00	127.1
ANMO	2000-10-25	Sunda Strait	-6.55	105.63	38.00	139.1
PMSA	2000-08-06	Bonin Islands	28.86	139.58	394.80	141.1
PAYG	2000-08-06	Bonin Islands	28.86	139.56	394.80	125.1
BOSA	2000-08-06	Bonin Islands	28.86	139.56	394.80	123.1
LCO	2000-08-06	Bonin Islands	28.86	139.56	394.80	153.5
CPUP	1996-06-17	Flores Sea	-7.14	-122.59	587.30	146.7
GFA	1996-06-17	Flores Sea	-7.14	-122.59	587.30	113.4
PTGA	1996-06-17	Flores Sea	-7.14	-122.59	587.30	171.8
BOSA	2001-01-10	Kodiak Island	57.09	-153.62	33.00	151.5
SUR	2001-01-10	Kodiak Island	57.09	-153.62	33.00	155.0
SJG	2003-05-26	Halmahera Indonesia	2.35	128.86	31.00	154.8
PAYG	2003-05-26	Halmahera Indonesia	2.35	128.86	31.00	140.8
CCM	2003-05-26	Halmahera Indonesia	2.35	128.86	31.00	125.1
LTX	2003-05-26	Halmahera Indonesia	2.35	128.86	31.00	120.7
PMSA	2003-05-26	Halmahera Indonesia	2.35	128.86	31.00	117.0
LCO	2002-03-03	Hindu kush Afghanistan	36.50	70.48	225.60	146.5
LVC	2002-03-03	Hindu kush Afghanistan	36.50	70.48	225.60	142.3
PMSA	2002-03-03	Hindu kush Afghanistan	36.50	70.48	225.60	141.0
SBA	2002-03-03	Hindu kush Afghanistan	36.50	70.48	225.60	126.7
LCO	2002-11-17	Northwest of Kuril Islands	47.82	146.21	459.10	145.9
LVC	2002-11-17	Northwest of Kuril Islands	47.82	146.21	459.10	142.4
NNA	2002-11-17	Northwest of Kuril Islands	47.82	146.21	459.10	129.4
PLCA	2002-03-05	Mindanao Philippine Islands	6.03	124.25	31.00	143.0
PAYG	2002-03-05	Mindanao Philippine Islands	6.03	124.25	31.00	145.1
PLAL	2002-03-05	Mindanao Philippine Islands	6.03	124.25	31.00	129.1
WDD	2000-02-25	Vanuatu Islands	-1953	173.82	33.00	155.6
CII	2000-02-25	Vanuatu Islands	-1953	173.82	33.00	151.9
RCBR	2002-03-26	Southeastern Ryukyu Islands	23.35	-124.09	33.00	154.0
EFI	2002-03-26	Southeastern Ryukyu Islands	23.35	-124.09	33.00	151.7
SJG	2002-03-26	Southeastern Ryukyu Islands	23.35	-124.09	33.00	137.6
BNI	2002-01-02	Vanuatu Islands	17.60	-167.86	21.00	148.4
ASCN	2002-01-02	Vanuatu Islands	17.60	-167.86	21.00	154.5
VSL	2002-01-02	Vanuatu Islands	17.60	-167.86	21.00	151.3
RUE	2002-01-02	Vanuatu Islands	17.60	-167.86	21.00	139.7
ANMO	2002-06-27	Sunda Strait	-6.96	104.18	11.00	140.4
RCBR	2002-06-27	Sunda Strait	-6.96	104.18	11.00	138.2
FFC	2002-06-27	Sunda Strait	-6.96	104.18	11.00	128.0
CCM	2001-06-23	Near Coast of Peru	-16.14	-73.31	33.00	56.5
ANMO	2001-06-23	Near Coast of Peru	-16.14	-73.31	33.00	59.8
PMSA	2001-06-23	Near Coast of Peru	-16.14	-73.31	33.00	49.0
MPM	2001-06-23	Near Coast of Peru	-16.14	-73.31	33.00	66.6
MLAC	2001-06-23	Near Coast of Peru	-16.14	-73.31	33.00	68.5
DJJ	2001-06-23	Near Coast of Peru	-16.14	-73.31	33.00	65.9

资料截取应尽量只包含所要研究的震相,以便缩小信号的频率展布范围,提高从时频分析图上测定主频的精度.如果由于初至相之后紧随有其它震相而使资料截取窗中有两个以上不同频率的震相,则通过时频分析测得它们的频率之后,取其中大者作为主频代入式(1)计算小波变换.

当远震极远震的初至震相的主频  $f_0$  非常低(低于  $0.1\text{ Hz}$ )时,计算小波变换所要求的资料窗需要拓宽.但是,过长的资料截取会将好几个其它震相引入,增加了测定初至震相  $f_0$  的难度.为此,在数值试验和资料验证的基础上,本文保持上述资料长度截取方式,但对于少数初至信号主频  $f_0 < 0.125\text{ Hz}$  的资料段,以  $2f_0$  计算其小波变换.

4 时频分析

将所截取好的资料作时频分析,并准确测定其主频  $f_0$ .由公式(1)可看出,正确的主频值是计算比值  $R$  的关键.本文选用 Choi-William s 时频分析方法(Cohen, 1994).

5 定尺度小波比方法处理实际资料测量初至震相到时

在对资料进行前期预处理、截取包含所要研究的震相的资料段和进行时频分析得到震相的主频之后,则使用式(1)和上述改进后的约束控制措施,用定尺度小波比  $R$  曲线测定震相初至时间.

以 ANMO 台 2001-06-23 地震( $\Delta=59.8^\circ$ )的记录图为例,说明处理资料和测量 P 波初至到时的过程.由截取后的波形(图 2a-b)知噪声很小, P 起始虽然缓慢,但初至位置基本清楚,人眼测量值  $t_0$  和 IASPEI1991 计算值  $t_f$  分别距资料窗起始点 32 s 和 30 s.时频分析

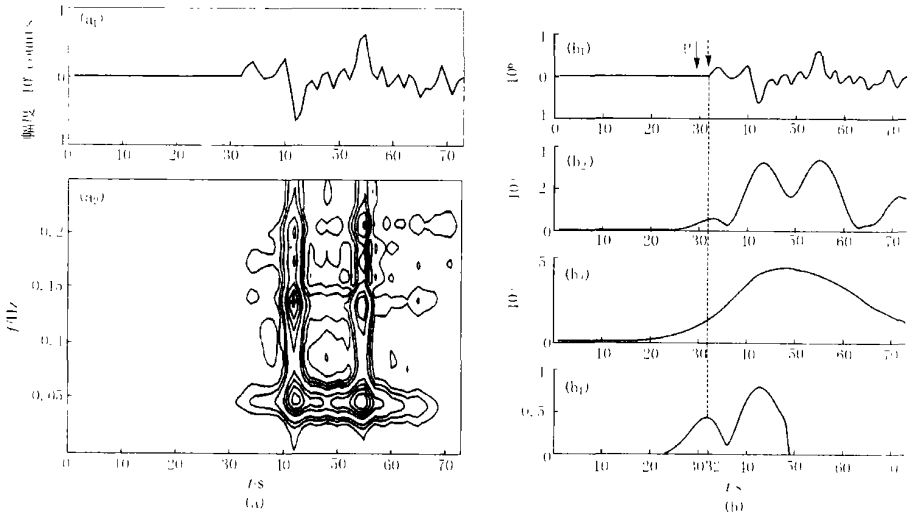


图 2 ANMO 台 2001-06-23 地震( $\Delta=59.8^\circ$ )初至震相到时测量  
(a) 波形及其时频分析: (a<sub>1</sub>) 所截取的波形; (a<sub>2</sub>) 时频分析图,主频率为能量最大值(用“+”表示)所对应的纵坐标频率值  $0.13\text{ Hz}$ . (b) 波形及定尺度小波变换比方法测量 P 波初至时间: (b<sub>1</sub>) 所截取的波形(同图 a<sub>1</sub>),实线箭头对应的时间为 IASPEI191 理论到时  $t_f$ ,虚线箭头对应的时间为人眼测量到时  $t_0$ ; (b<sub>2</sub>) 尺度为  $A/2$  的复 Morlet 小波变换的模  $|W(A/2, b)|$ ; (b<sub>3</sub>) 尺度为  $A$  的复 Morlet 小波变换的模  $|W(A, b)|$ ; (b<sub>4</sub>) 小波变换比值  $R(A, A/2, b)$ ,  $[t_f, t_0]$  时段的确定使用了方法 B(见正文),竖直长虚线对应的时间为本研究测定的到时  $t_f$ .

(图 2a<sub>2</sub>)表明该资料段有 3 种频率的能量都比较大, 取其中频率最高者  $f_0=0.13\text{ Hz}$  作为研究波段的主频, 于是有  $A=\omega_p/\omega_0=7.3456$  以此计算出的  $|W(A/2\ b)|$ 、 $|W(A\ b)|$  和  $|R(A\ A/2\ b)|$  分别示于图 2b 的  $b_2$ 、 $b_3$ 、 $b_4$  中. 其中  $R(A\ A/2\ b)$  曲线的终止时间  $t_2$  由  $|W(A\ b)|$  的第一个极大值的峰值对应时间确定, 而起始时间  $t_1$  在该峰值左侧的  $0.07\max|W(A\ b)|$  处量得. 然后在  $[t_1, t_2]$  时段上的  $R(A\ A/2\ b)$  的极大值处测量得到的 P 波初至时间  $t_r$  为 32 s, 与人眼测量值相同, 即  $\Delta t=t_0-t_r=0$ . 如上所述, 正是由于该地震图噪声很低 (信噪比  $R_{sn}$  为 47 dB), 震相起始虽然缓慢但起始位置比较清楚, 因此两种方法的测量结果一致.

图 3a<sub>p</sub>、b<sub>1</sub> 都是 PAYG 台对 2003-05-26 极远震 ( $\Delta=140.8^\circ$ ) 的记录图. 其噪声强 ( $R_{sn}=8\text{ dB}$ ), 单纯用人眼识别测量初至到时  $t_0$  有一定困难, 大致取为 22 s. 以模型计算值  $t_i=14\text{ s}$  作为参考来截取波形. 经时频分析 (图 3a<sub>2</sub>) 量得主频率  $f_0=0.14\text{ Hz}$ , 于是以  $A=6.8209$  参与小波变换的计算. 图 3b 的  $b_2$ 、 $b_3$ 、 $b_4$  分别给出  $|W(A/2\ b)|$ 、 $|W(A\ b)|$  和  $R(A\ A/2\ b)$ . 其中  $R(A\ A/2\ b)$  的非零域  $[t_1, t_2]$  的起始时间  $t_1$  取  $0.1\max|W(A\ b)|$  的对应时间. 由  $R(A\ A/2\ b)$  第一个极大值测出  $t_r=17\text{ s}$ . 该值比  $t_0$  提前量  $\Delta t$  为 5 s.

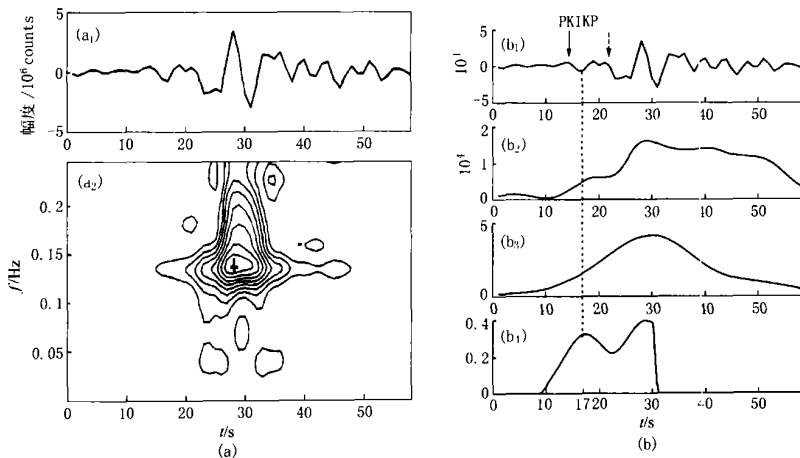


图 3 PAYG 台 2003-05-26 极远震 ( $\Delta=140.8^\circ$ ) 初至震相 PK KP 的到时测量

(a) 波形及其时频分析: (a<sub>1</sub>) 所截取的波形; (a<sub>2</sub>) 时频分析图, 主频率为能量最大值 (用 “+” 表示) 所对应的纵坐标频率值 0.14 Hz. (b) 波形及定尺度小波变换比方法测量 PK KP 波初至时间: (b<sub>1</sub>) 所截取的波形 (同 a<sub>1</sub>), 实线箭头对应的时间为 IASPEI 理论到时  $t_r$ , 虚线箭头对应的时间为人眼测量到时  $t_0$ . (b<sub>2</sub>) 尺度为  $A/2$  的复 Morlet 小波变换的模  $|W(A/2\ b)|$ ; (b<sub>3</sub>) 尺度为  $A$  的复 Morlet 小波变换的模  $|W(A\ b)|$ ; (b<sub>4</sub>) 小波变换比值  $R(A\ A/2\ b)$ ,  $[t_r, t_2]$  时段的确定使用方法见 (见正文), 竖直长虚线对应的时间为本研究测定的到时  $t_r$ .

图 4a<sub>p</sub>、b<sub>1</sub> 都是 MDT 台对 1998-01-27 极远震 ( $\Delta=167.0^\circ$ ) 的记录图. 其信噪比仅为 2 dB. 单纯用人眼识别测量初至到时  $t_0$  也是困难的, 大致取为 39 s. 以模型计算值  $t_i=34\text{ s}$  作为参考向两侧取定最大时间窗来截取波形. 经时频分析 (图 4a<sub>2</sub>) 量得主频率  $f_0=0.15\text{ Hz}$ , 于是以  $A=6.3662$  参与小波变换的计算. 图 4b<sub>2</sub>、 $b_3$ 、 $b_4$  分别给出  $|W(A/2\ b)|$ 、 $|W(A\ b)|$  和  $|R(A\ A/2\ b)|$ . 其中  $R(A\ A/2\ b)$  的非零域  $[t_1, t_2]$  的起始时间  $t_1$  取紧靠  $|W(A\ b)|$  极大值左侧的极小值对应时间. 由  $|R(A\ A/2\ b)|$  测出  $t_r=39\text{ s}$ , 则  $\Delta t=$

0 所以存在背景噪声的情况下, 如果初至比较强, 对人眼识别造成的偏差也较小.

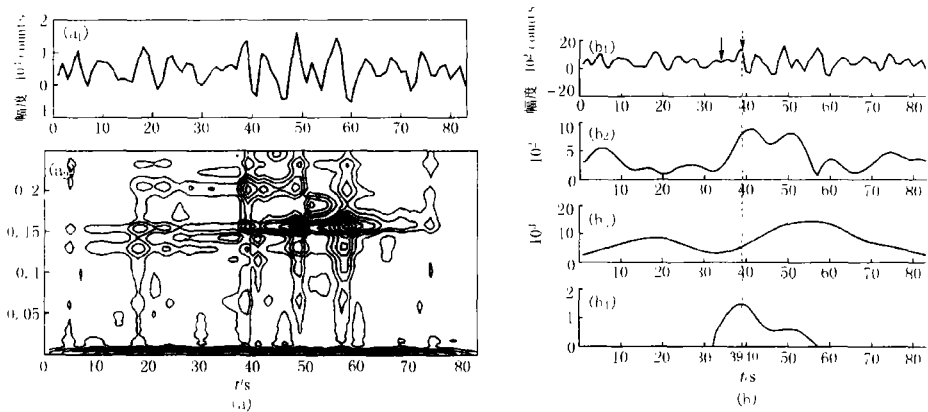


图 4 MDT台对 1998 04 27极远震 ( $\Delta=167^{\circ}$ ) 初至震相 PKIKP的到时测量

(a) 波形及其时频分析: ( $a_1$ ) 所截取的波形; ( $a_2$ ) 时频分析图, 主频率为能量最大值 (用“+”表示) 所对应的纵坐标频率值 0.15 Hz (b) 波形及定尺度小波变换比方法测量 PKIKP波初至时间: ( $b_1$ ) 所截取的波形 (同  $a_1$ ), 实线箭头对应的时间为 IASPEI91理论到时  $t_f$ , 虚线箭头对应的时间为人眼测量到时  $t_0$ ; ( $b_2$ ) 尺度为  $A/2$  的复 Morlet小波变换的模  $|W(A/2, b)|^2$ ; ( $b_3$ ) 尺度为  $A$  的复 Morlet小波变换的模  $|W(A, b)|^2$ ; ( $b_4$ ) 小波变换比值  $R(A, A/2, b)$ ,  $[t_f, t_0]$  时段的确定使用方法 a (见正文), 竖直长直线对应的时间为本研究测定的到时  $t_f$

6 结果与误差分析

6.1 结果分析

对 50 条远震与极远震记录图用定尺度小波变换比方法测量 P 和 PKIKP 震相的初至时间  $t_f$ , 连同人眼测量到时  $t_0$ , 两者之间的差值  $\Delta t=t_0-t_f$ , 以及 IASPEI1991 模型计算值  $t_i$  及原始资料的信噪比  $R_{sn}$  列于表 2. 由该表和图 5 可以看到, 普遍存在  $t_f$  比  $t_0$  小, 亦即比人眼测量到时早的现象. 在实际工作中, 人们已经注意到, 即使在识别测量 P 和 PKIKP 这样的初至震相到时的时候, 其误差也往往很大. 这是因为这些远震和极远震震相起始弱而

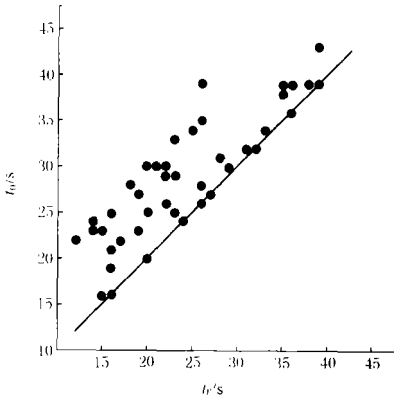


图 5 小波比方法测量 ( $t_f$ ) 与人眼测量 ( $t_0$ ) 的对比分析

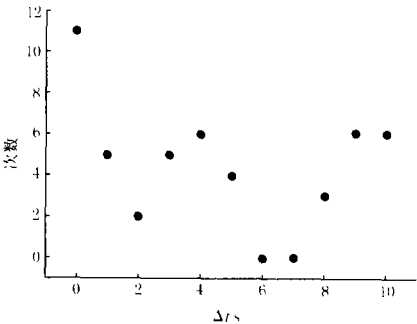


图 6 人眼与小波比方法测量到时差 ( $\Delta t$ ) 及其出现频次的分析

表 2 定尺度小波变换比方法识别测量 P 和 PK KP 震相初至到时的结果

台站	震中距 ( $^{\circ}$ )	震相	主频 Hz	相对时间窗零点的 震相到时值 /s				信噪比 dB	序号	原始资料初至震相 的起始情况
				$t_0$	$t_i$	$t_r$	$\Delta t$			
PMSA	49. 0	P	0. 05	21	17	16	5	37	45	噪音弱、起始非常缓慢
CCM	56. 5	P	0. 14	24	20	24	0	53	50	噪音弱、起始缓慢
ANMO	59. 8	P	0. 13	32	30	32	0	47	49	噪音弱、起始缓慢
DJJ	65. 9	P	0. 13	16	13	16	0	30	42	噪音弱、起始缓慢
MPM	66. 6	P	0. 10	30	27	29	1	42	47	噪音弱、起始缓慢
MLAC	68. 5	P	0. 09	20	17	20	0	42	48	噪音弱、起始缓慢
GFA	113. 4	PK KP	0. 09	30	25	20	10	31	40	噪音弱、起始非常缓慢
PMSA	117. 0	PK KP	0. 14	19	15	16	3	1	1	噪音强、起始缓慢
LTX	120. 7	PK KP	0. 18	39	34	26	3	15	18	噪音强、起始缓慢
BOSA	123. 1	PK KP	0. 19	36	33	36	0	11	12	噪音强、起始缓慢
PAYG	125. 1	PK KP	0. 20	39	37	35	4	13	14	噪音强、起始缓慢
CCM	125. 1	PK KP	0. 18	28	26	18	10	18	25	噪音强、起始非常缓慢
SBA	126. 7	PK KP	0. 22	23	20	15	8	14	16	噪音强、起始非常缓慢
FFC	127. 1	PK KP	0. 22	33	32	23	10	10	10	噪音强、起始非常缓慢
FFC	128. 0	PK KP	0. 18	34	32	25	9	20	30	噪音强、起始非常缓慢
PLAL	129. 1	PK KP	0. 06	26	24	22	4	14	17	噪音强、起始缓慢
NNA	129. 4	PK KP	0. 18	23	21	14	9	29	41	噪音弱、起始非常缓慢
CCM	131. 3	PK KP	0. 12	38	33	35	3	23	33	噪音弱、起始缓慢
SJG	137. 6	PK KP	0. 20	23	20	19	4	11	13	噪音强、起始缓慢
RCBR	138. 2	PK KP	0. 08	27	20	27	0	17	23	噪音强、起始缓慢
ANMO	139. 1	PK KP	0. 13	39	39	36	3	15	19	噪音强、起始缓慢
RUE	139. 7	PK KP	0. 15	28	21	26	2	19	27	噪音强、起始缓慢
ANMO	140. 4	PK KP	0. 09	26	20	26	0	26	37	噪音弱、起始缓慢
PAYG	140. 8	PK KP	0. 14	22	14	17	5	8	8	噪音强、起始非常缓慢
PMSA	141. 0	PK KP	0. 13	25	34	20	5	10	11	噪音强、起始非常缓慢
PMSA	141. 1	PK KP	0. 04	39	43	38	1	6	6	噪音强、起始缓慢
LVC	142. 3	PK KP	0. 13	32	30	31	1	15	20	噪音强、起始缓慢
LVC	142. 4	PK KP	0. 18	30	31	22	8	24	34	噪音弱、起始非常缓慢
PLCA	143. 0	PK KP	0. 05	30	28	21	9	19	28	噪音强、起始非常缓慢
PAYG	145. 1	PK KP	0. 06	24	20	24	0	18	26	噪音强、起始缓慢
LCO	145. 9	PK KP	0. 16	22	21	12	10	22	32	噪音弱、起始非常缓慢
LCO	146. 5	PK KP	0. 09	22	26	17	5	16	22	噪音强、起始非常缓慢
CPUP	146. 7	PK KP	0. 09	29	20	22	7	31	43	噪音弱、起始非常缓慢
BN I	148. 4	PK KP	0. 05	24	20	14	10	24	35	噪音弱、起始非常缓慢
VSL	151. 3	PK KP	0. 15	35	22	26	9	26	38	噪音弱、起始非常缓慢
BOSA	151. 5	PK KP	0. 15	25	20	16	9	6	7	噪音强、起始非常缓慢
EFI	151. 7	PK KP	0. 15	27	20	19	8	9	9	噪音强、起始非常缓慢
C II	151. 9	PK KP	0. 14	34	24	33	1	19	29	噪音强、起始缓慢
LCO	153. 5	PK KP	0. 15	24	16	14	10	13	15	噪音强、起始非常缓慢
RCBR	154. 0	PK KP	0. 16	31	24	28	3	3	4	噪音强、起始缓慢
ASCN	154. 5	PK KP	0. 14	30	25	21	9	20	31	噪音弱、起始非常缓慢
SJG	154. 8	PK KP	0. 13	24	22	24	0	17	24	噪音强、起始缓慢
SUR	154. 9	PK KP	0. 14	16	17	15	1	4	5	噪音强、起始缓慢
DWPF	155. 5	PK KP	0. 10	29	25	23	6	2	2	噪音强、起始非常缓慢
WDD	155. 6	PK KP	0. 14	16	14	16	0	15	21	噪音强、起始缓慢
NNA	155. 9	PK KP	0. 09	43	42	39	4	32	44	噪音弱、起始缓慢
MDT	167. 0	PK KP	0. 15	39	34	39	0	2	3	噪音强、起始缓慢
PTGA	171. 8	PK KP	0. 09	25	20	23	2	37	46	噪音弱、起始缓慢
OTAV	172. 5	PK KP	0. 12	23	20	19	4	25	36	噪音弱、起始缓慢
SDV	175. 5	PK KP	0. 12	26	23	22	4	27	39	噪音弱、起始缓慢

注:  $t_0$  为人眼观测到时,  $t_i$  为理论 (ASP91) 到时,  $t_r$  为小波比方法测量到时,  $\Delta t=t_0-t_r$  序号表示按信噪比由小到大的  
给记录图的排列次序.

缓慢,用人眼所能观察到的明显振幅(能量)增大来确定的到时已经偏后. 50条资料的处理结果定量地解释和验证了这个现象. 图6在图5的基础上进一步给出这一结果. 在绝大多数情况下,  $\Delta t$  不大于 7 s, 而且其中  $\Delta t=0$  者出现次数最多. 这说明只要起始清楚, 本研究方法给出的  $t_r$  值与  $t_0$  基本相同, 显示了本方法的可靠性. 而当震相起始太弱又缓慢或起始被较强噪声干扰时, 一般本方法给出的  $t_r$  都早于  $t_0$ , 说明了本方法结果的合理性.

6.2 误差分析

小波比方法测量到时的误差主要来源于两部分: 一部分是由于噪声使主频分析结果存在误差, 最终导致测量结果的误差; 另一部分是噪声使小波比方法不稳定所引起的误差. 通过对 50 条记录进行信噪比 ( $R_{sn}$ ) 分析, 得到  $R_{sn}$  的分布特征(图 7). 参照地震图的实际信噪比构造各种不同  $R_{sn}$  的合成信号, 其数学模型如下:

$$S(t) = texp(-0.05t) \cdot \cos(10\pi t) \cdot u(t-1) + n(t) \tag{3}$$

式中,  $u(t-1)$  表示阶跃函数,  $n(t)$  是按照  $R_{sn}$  给出的随机噪声.

本文用数值试验方法分别考查了以上两种情况对测量结果的影响:

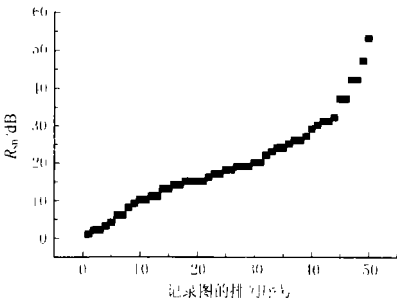


图 7 资料信噪比 ( $R_{sn}$ ) 分布

1) 噪声对主频测定的影响. 当  $R_{sn} < 4$  dB 时,  $f_0$  的误差为  $\pm 0.01$  Hz. 按式 (1) 和式 (2) 计算知, 小波比到时测量结果的误差  $\delta_1 = \pm 1$  s; 当  $R_{sn} \geq 4$  dB 时, 主频测量误差几乎为 0, 对到时测量结果没有影响.

2) 噪声对方法稳定性的影响. 当  $R_{sn} < 15$  dB 时, 到时测量结果的误差  $\delta_2 = \pm 2$  s; 当  $15 \text{ dB} \leq R_{sn} \leq 25 \text{ dB}$  时,  $\delta_2 = \pm 1$  s; 当  $R_{sn} > 25$  dB 时误差几乎为 0.

综合考虑两方面的影响, 其测量结果的最大误差  $\delta$  为两者之和, 所以: 当  $R_{sn} < 4$  dB 时,  $\delta = \pm 3$  s; 当  $4 \text{ dB} \leq R_{sn} < 15 \text{ dB}$  时,  $\delta = \pm 2$  s; 当  $15 \text{ dB} \leq R_{sn} \leq 25 \text{ dB}$  时,  $\delta = \pm 1$  s; 当  $R_{sn} > 25 \text{ dB}$  时,  $\delta \approx 0$ .

7 讨论和结论

1) 对 50 条远震与极远震 P 和 PK KP 震相的初至时间的测量研究表明, 本文所改善的复 Morlet 小波变换比方法识别测量起始弱而缓慢的震相的初至时间, 简便而效果较好, 结果合理可信.

2) 由于所用长周期记录采样率为每秒一个数据点, 这限制了本方法的测量精度. 时频分析在实际资料处理中至关重要, 正确的主频值保证 Morlet 小波变换和比值计算的准确性. 实际资料处理经验表明, 当几个频率的能量都很显著时, 应取其中频率最高者作为主频进入计算. 如果噪声很强以致难以确定主频, 不宜用本方法进行处理.

3) 今后将结合其它任务处理更多资料, 进一步检验和完善本方法.

在与马延路和刘希强进行讨论时, 获益良多; 并从他们那里得到了有关地震图分析软件和科学计算方面的许多帮助. 本文使用的地震波数据由 IRIS 提供, 地震波分析软件是 Sandia 国家实验室开发的 MaSeis 软件包. 在此一并致谢.



参 考 文 献

刘希强, 周蕙兰, 何小波, 等. 2004. Morlet复小波分析及其在渐变类震相识别中的应用研究 [A]. 见: 陈运泰, 滕吉文, 阚荣举等编. 中国大陆地震学与地球内部物理学研究进展——庆贺曾融生院士八十寿辰 [C]. 北京: 地震出版社, 752~760

郑治真, 沈萍, 杨选辉, 等. 2001. 小波变换及其 MATLAB 工具的应用 [M]. 北京: 地震出版社, 50~120

Cohen L. 1994. *Time Frequency Analysis Theory and Applications* [M]. New York: Prentice Hall PTR, 168

Kennett B L N. 1991. *ISPEI 1991 Seismological Tables* [M]. Canberra: Bibliotech, 1~167

ARRIVAL TIME MEASUREMENTS OF FIRST PHASES P  
AND PK KP USING THE METHOD OF FIXED SCALE  
WAVELET TRANSFORMATION RATIO

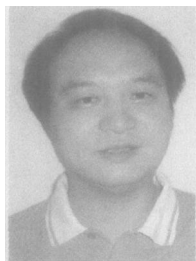
He Xiaobo Zhou Huilan

(Computational Geodynamics Laboratory, Graduate School of Chinese Academy  
of Sciences, Beijing 100049, China)

**Abstract** The arrival times of first teleseismic phases are difficult to be measured precisely because of slowly and gradually changed onsets and weak amplitudes. The arrival times measured manually are usually behind the real ones. In this paper, using the ratio method of fixed scale wavelet transformations improved by us, the arrival times for the first arrival phases (such as P and PK KP) at the teleseismic and far teleseismic distances were measured. The results are reasonable and reliable based on the analysis and discussion of the reliabilities and errors.

**Key words** Morlet wavelet; wavelet transformation ratio; first arrival phase; first arrival time; signal to noise ratio

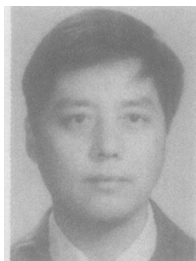
## 作者简介



李文军 中国地震局地球物理研究所博士研究生。

1991年中国地质大学(武汉)地质学专业毕业,获学士学位;1999年中国地震局地质研究所固体地球物理专业毕业,获硕士学位。

曾从事矿产资源普查与勘探、瞬变电磁法研究和应用工作。现从事数字地震学研究工作。



夏耶 德国波茨坦地球科学研究中心研究员。

1968年上海交通大学电机工程系毕业;1982年湖南大学电气工程系研究生毕业,获硕士学位;1995年在德国斯图加特大学导航研究所获博士学位。现在的

研究方向主要是合成孔径雷达干涉技术理论及其在地形测绘和地质灾害监测中的应用。



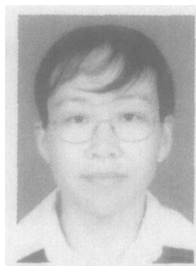
何小波 中国科学院研究生院博士研究生。

2002年中国矿业大学物探专业毕业,获学士学位。主要从事通过地震波形分析了解地壳上地幔结构方面的研究。中国地球物理学会会员。



詹艳 中国地震局地质研究所副研究员,在职博士研究生。

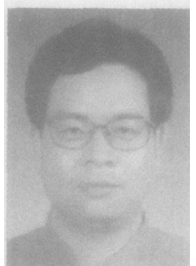
1989年7月成都地质学院应用地球物理系毕业,获学士学位。主要从事电磁方法理论与应用研究工作。



敬少群 湖南省地震局高级工程师。

1987年云南大学地球物理系地球物理专业毕业,获学士学位;2001年中国科学技术大学地球和空间科学学院毕业,获硕士学位。主要从事地震活动性及地震前兆的观测研究工作。中国地震

学会会员。



裴正林 石油大学 CNPC 物探重点实验室研究员。

1984年西安地质学院(现长安大学)勘探地球物理专业毕业,获学士学位;2000年中国地质大学(北京)获工学博士学位;2003年石油大学(北京)博士后出

站。主要从事井间地震层析成像、地震波传播理论及其数值模拟方法,以及小波变换应用研究。中国地球物理学会会员。



刘根友 中国科学院测量与地球物理研究所副研究员。

1987年武汉测绘科技大学大地测量系毕业,获学士学位;2004年中国科学院测量与地球物理研究所获博士学位。主要从事GPS、地壳形变、地球重力学及数据处理工作。中国地震学会

形变测量专业委员会委员。



郭梦秋 云南省地震局防灾研究所。

2001年云南大学地球科学系毕业;2004年中国地震局兰州地震研究所固体地球物理专业硕士研究生毕业。主要从事工程地震研究。

注:马宏生、傅征祥、黄玮琼、边银菊、陈顺云等的简介分别见本刊: Vol 24 Na 6 Vol 13 Na 2 Vol 11,

Na 4 Vol 24 No 5 Vol 24 Na 6