

秦满忠, 李顺成, 刘旭宙, 张淑珍, 张元生. 2015. 核幔界面衍射波  $P_{\text{diff}}$  震相最大记录震中距探讨. 地震学报, 37(2): 249–256. doi:10.11939/jass.2015.02.005.

Qin M Z, Li S C, Liu X Z, Zhang S Z, Zhang Y S. 2015. A discussion on the largest recorded epicentral distance for seismic phase  $P_{\text{diff}}$  diffracted on core-mantle boundary. *Acta Seismologica Sinica*, 37(2): 249–256. doi:10.11939/jass.2015.02.005.

## 核幔界面衍射波 $P_{\text{diff}}$ 震相最大 记录震中距探讨<sup>\*</sup>

秦满忠<sup>1,2)</sup> 李顺成<sup>3)</sup> 刘旭宙<sup>1,2)</sup> 张淑珍<sup>1)</sup> 张元生<sup>1,2),\*</sup>

1) 中国兰州 730000 中国地震局兰州地震研究所

2) 中国兰州 730000 中国地震局地震预测研究所兰州科技创新基地

3) 中国北京 100029 中国地震局地质研究所地震动力学国家重点实验室

**摘要** 智利  $M_s 8.8$  特大地震在甘肃数字测震台网记录的最大震中距达  $179.7^\circ$ , 通过读取该地震初至震相的观测走时, 计算该震相的平均观测慢度为  $4.104 \text{ s}/^\circ$ , 与  $P_{\text{diff}}$  震相的理论慢度  $4.439 \text{ s}/^\circ$  基本一致. 研究结果表明: 由于甘肃数字测震台网和甘东南野外观测流动台阵独特的地理位置, 记录到了至今全球最大震中距( $179.7^\circ$ )的核幔界面衍射波  $P_{\text{diff}}$  震相;  $P_{\text{diff}}$  震相起始观测走时明显滞后于 IASP91 理论走时; 核幔界面复杂的形态对不同方位传播的  $P_{\text{diff}}$  震相观测走时产生了一定的影响.

**关键词**  $P_{\text{diff}}$  震相 慢度 观测走时 智利 甘肃数字测震台网 甘东南野外观测流动台阵  
doi:10.11939/jass.2015.02.005 中图分类号: P315.63 文献标志码: A

## A discussion on the largest recorded epicentral distance for seismic phase $P_{\text{diff}}$ diffracted on core-mantle boundary

Qin Manzhong<sup>1,2)</sup> Li Shuncheng<sup>3)</sup> Liu Xuzhou<sup>1,2)</sup>  
Zhang Shuzhen<sup>1,2)</sup> Zhang Yuansheng<sup>1,2),\*</sup>

1) Lanzhou Institute of Seismology, China Earthquake Administration, Lanzhou 730000, China

2) Lanzhou Base of Institute of Earthquake Science, China Earthquake Administration,  
Lanzhou 730000, China

3) State Key Laboratory of Earthquake Dynamics, Institute of Geology, China Earthquake  
Administration, Beijing 100029, China

**Abstract:** The largest epicentral distance of Chile  $M_s 8.8$  earthquake reaches  $179.7^\circ$  recorded by Gansu Digital Seismic Network. Through artificially reading observational first-arrival travel time of the Chile earthquake, we calculated the average observational slowness of the first arrival phase is  $4.104 \text{ s}/^\circ$ , which is basically consistent with theoretical slowness ( $4.439 \text{ s}/^\circ$ ) of  $P_{\text{diff}}$ . The results show that the  $P_{\text{diff}}$  can recorded at the epicentral distance  $179.7^\circ$  due to particu-

\* 基金项目 中国地震局地震预测研究所基本科研业务专项(2012IESLZ09)和国家自然科学基金项目(40874029)共同资助.

收稿日期 2014-06-17 收到初稿, 2014-09-29 决定采用修改稿.

\* 通讯作者 e-mail: zhangys@gssb.gov.cn

lar location of Gansu Digital Seismic Network and southeastern Gansu temporary observation array; the origin observed travel time lags behind the IASP91 theoretical travel time obviously; and  $P_{\text{diff}}$  travel times observed from different directions are affected by complex morphology of the core-mantle boundary.

**Key words:** seismic phase  $P_{\text{diff}}$ ; slowness; observational travel time; Chile; Gansu Digital Seismic Network; southeastern Gansu temporary observation array

## 引言

核幔界面衍射波  $P_{\text{diff}}$  是一个极远震弱震相, 单脉冲型, 振幅较小, 仅为 PP 的  $1/10—1/5$ , 一般在当  $M_s \geq 7.0$  且干扰背景较小时才能够在长周期地震记录中得以分辨(李克, 2007). 丹麦地震学家莱曼 1936 年首次在地震图上识别出核幔界面衍射波  $P_{\text{diff}}$  震相(Lehmann, 1936)(图 1), 并讨论了震中距为  $100^\circ—140^\circ$  的核幔界面上的衍射波  $P_{\text{diff}}$  问题. Rial 和

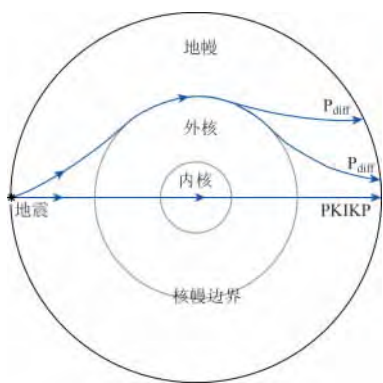


图 1 核幔界面衍射波  $P_{\text{diff}}$  震相和 PKIKP 震相射线传播示意图

Fig. 1 Schematic diagram of ray paths of seismic phases  $P_{\text{diff}}$  and PKIKP

Cormier 定量地研究了地球对跖点( $178^\circ \leq \Delta \leq 180^\circ$ )附近的  $P_{\text{diff}}$ , PKIKP 及 PP 等震相的基本特征, 发现对跖点附近的  $P_{\text{diff}}$  和 PP 震相具有聚焦效应(振幅放大现象), 而 PKIKP 没有聚焦效应(Rial, 1978; Rial, Cormier, 1980).

$P_{\text{diff}}$  震相在全球长周期地震数据叠加的观测走时曲线中的最大记录震中距约  $150^\circ$ (Astiz *et al*, 1996). 唐燕娟(1997)使用 1980—1995 年全国地震台网极远震资料得到  $P_{\text{diff}}$  震相记录范围在  $100^\circ—158^\circ$  附近. 据赵荣国(1987)观测研究表明, 使用长周期 763 型地震仪可记录到弱幅度的  $P_{\text{diff}}$  震相, 其最大震中距为  $175.6^\circ$ (成都台). 许健生等(2012)使用宽频带数字地震记录对兰州地震台记录的极远震进行了分析, 得到  $P_{\text{diff}}$  震相的记录范围为  $114.2^\circ—175.7^\circ$ .

2010 年 2 月 27 日在智利中南部发生  $M_s 8.8$  特大地震, 甘肃数字测震台网和甘东南野外观测流动台阵记录到该地震丰富的(210 个台站)高质量观测波形, 其记录震中距范围在  $170^\circ—180^\circ$  之间. 本文通过读取智利地震初至震相的观测走时, 计算该震相的观测慢度, 并与  $P_{\text{diff}}$  震相理论慢度相比较来判定初至震相是否为核幔界面衍射波震相, 进一步探讨  $P_{\text{diff}}$  震相的记录特征、最大记录震中距以及不同方位传播的  $P_{\text{diff}}$  震相观测走时与核幔界面复杂形态之间的关系.

## 1 台网资料

甘肃数字测震台网和甘东南野外观测流动台阵均布设于青藏高原东北缘. 甘肃“十五”数字测震台网自 2008 年 6 月正式运行, 由兰州、高台、安西、嘉峪关和天水等 5 个有人值守的国家数字地震台和 39 个区域遥测数字地震台组成(冯建刚等, 2012), 目前拥有包括邻省(宁夏、陕西、四川、青海、内蒙)在内的 76 个数字测震台站; 甘东南野外观测流动台阵由中国地震局地质研究所和中国地震局兰州地震研究所共同合作在甘东南地区勘址架设,

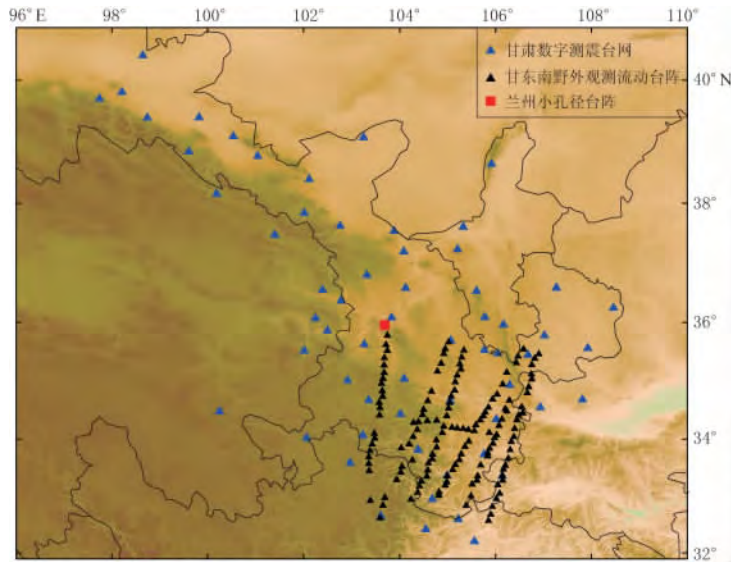


图 2 甘肃数字测震台网和甘东南野外观测流动台阵分布图

Fig. 2 Distribution of the Gansu Digital Seismic Network (blue triangles) and southeastern Gansu temporary observation array (black triangles), where the red square is the position of the Lanzhou small aperture seismic array

共设有 7 条测线, 150 个流动台站, 平均台间距约 10 km(图 2). 使用 REF TEK-130 型数据采集器和 Guralp 公司生产的 CMG-3ESPC 宽频带地震计, 其频带范围为 60—0.02 s. 甘东南野外观测流动台阵运行期间(2009 年 11 月—2011 年 12 月)积累了连续、可靠、高质量的地震观测波形数据, 为深入研究地球内部物理结构提供了宝贵的资料.

## 2 数据处理

本文选取甘肃数字测震台网和甘东南野外观测流动台阵共同记录的 2010 年 2 月 27 日发生在智利中南部  $M_s 8.8$  特大地震( $36.12^\circ\text{S}$ ,  $72.90^\circ\text{W}$ ,  $h=23\text{ km}$ )数字观测波形数据.

首先截取智利特大地震数字观测波形数据, 对观测波形数据进行去倾斜、去平均处理, 然后作滤波处理, 去掉记录畸形、信噪比差的观测波形, 最终选取震中距为  $170^\circ$ — $180^\circ$  的 155 条垂直分量的观测波形数据. 为了易于读取初至震相走时, 更好地显示震相( $P_{\text{diff}}$  和 PKIKP)和观测波形数据, 我们使用了 30 s 的低通滤波(图 3).

结合 IASP91 理论走时曲线, 从图 3 中 1215 s

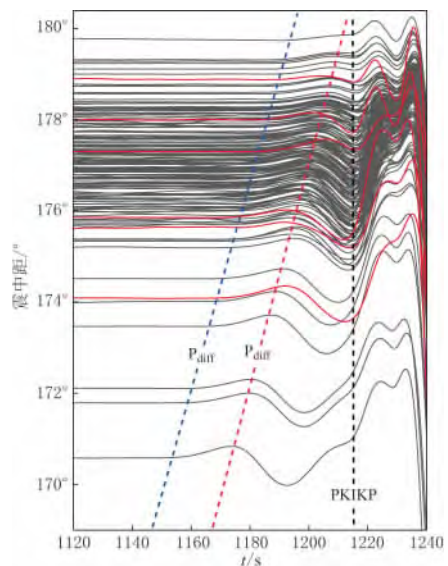


图 3 甘肃数字测震台网和甘东南野外观测流动台阵观测到的智利中南部  $M_s 8.8$  地震波形

Fig. 3 Waveforms of a  $M_s=8.8$  event that occurred in south-central Chile on February 27, 2010, recorded by the Gansu Digital Seismic Network and the southeastern Gansu temporary observation array

附近很容易识别出极远震 PKIKP 震相. 同时, 在 PKIKP 震相之前存在一个较弱的初至震相, 具有单脉冲型、振幅较小, 周期约 42 s.  $P_{\text{diff}}$  震相在 IASP91 理论模型的最大记录震中距为  $159^\circ$ , 而本文中台网记录初至震相的震中距范围为  $170^\circ\text{--}180^\circ$ . 为了确定该初至震相是否为核幔界面衍射波震相  $P_{\text{diff}}$ , 我们分别读取了初至震相的起始观测走时和峰值观测走时, 并分别与对应的震中距作了线性拟合(图 4):

$$t_1 = 4.104\Delta + 453.642, \quad (1)$$

$$t_2 = 3.980\Delta + 495.698, \quad (2)$$

$$t_3 = 4.439\Delta + 379.056, \quad (3)$$

式中,  $t_1$  为初至震相起始观测走时,  $t_2$  为初至震相峰值观测走时,  $t_3$  为  $P_{\text{diff}}$  震相 IASP91 理论走时, 单位为 s;  $\Delta$  为震中距, 单位为度; 相关系数分别为  $R_1 = 0.962$ ,  $R_2 = 0.975$ ,  $R_3 = 1.000$ . 通过线性拟合初至震相起始观测走时  $t_1$  和峰值观测走时  $t_2$ , 得到对应的平均观测慢度值分别为  $4.104 \text{ s}/^\circ$  和  $3.980 \text{ s}/^\circ$ , 与  $P_{\text{diff}}$  震相的理论慢度  $4.439 \text{ s}/^\circ$  基本一致. 由此可以确定, 甘肃数字测震台网和甘东南野外观测流动台阵记录的初至震相为核幔界面衍射波  $P_{\text{diff}}$  震相, 其最大记录震中距为  $179.7^\circ$ . 图 3 中  $P_{\text{diff}}$  震相红色地震观测波形的峰值点随震中距的增大存在明显的观测走时超前和滞后现象, 这与核幔界面凹凸不平的复杂形态有关.

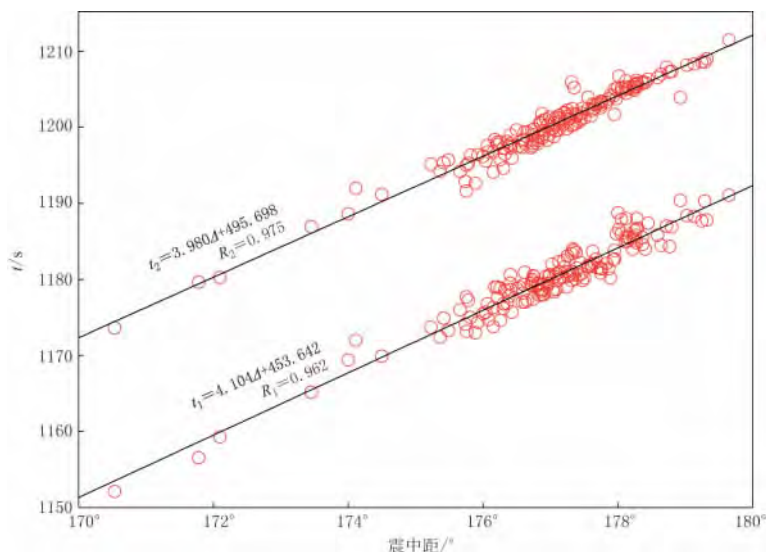


图 4 初至震相( $P_{\text{diff}}$ )起始观测走时( $R_1, t_1$ )和峰值观测走时( $R_2, t_2$ )的线性拟合

Fig. 4 Linear regression of origin and peak observational travel times for the first arrival phase ( $P_{\text{diff}}$ ).  $R_1, t_1$  and  $R_2, t_2$  are correlation coefficients and linear regression equations of the origin observational travel time and the peak observational travel time, respectively

### 3 讨论与结论

本文选取了 2010 年 2 月 27 日智利  $M_s 8.8$  特大地震, 保证其在全球所有地震台均具有清晰、良好的地震观测波形记录特征; 甘肃数字测震台网和甘东南野外观测流动台阵拥有大量、密集的地震台站(210 个), 对此次特大地震有连续、可靠、高质量的地震观测波形, 初至震相在台网记录中的震中距为  $170^\circ\text{--}180^\circ$ .

为了确定初至震相  $P_{\text{diff}}$  起始观测走时的可靠性, 对智利特大地震甘肃台网 SBC 台( $\Delta =$

170.54°)垂直分量波形分别选用了 2—10 s、10—30 s、30—100 s 带通滤波和 30 s 低通滤波,并与原始观测波形进行了比较(图 5)。结果表明,通过 30 s 低通和 30—100 s 带通滤波处理后的观测波形与原始观测波形在频率、相位和记录波形特征上具有很好的一致性,30 s 低通滤波结果的初至震相  $P_{\text{diff}}$  起始更为尖锐,更有利于读取初至震相  $P_{\text{diff}}$  起始观测到时,其走时为 1151.1 s。

许建生等(2013)利用中国数字地震台网 11 个台的宽频带长周期数字记录对极远震(震源深度  $\leq 100$  km)震相  $P_{\text{diff}}$  走时与震中距关系作了线性拟合,我们利用其拟合关系式计算得到 SBC 台  $P_{\text{diff}}$  震相观测走时为 1147.3 s,与我们读取的起始观测走时仅差 3.8 s。由于本次智利地震震源深度为 23 km,这种差别应是震源深度造成的,因为震源深度越浅,走时越大。由本文式(3)计算的 SBC 台  $P_{\text{diff}}$  震相 IASP91 理论走时为 1136.1 s,与许建生等(2013)线性拟合关系计算的走时 1147.3 s 也相差 11.2 s。因此,本文中  $P_{\text{diff}}$  震相的起始观测到时应该是可靠的。

通过分别进行线性拟合初至震相的起始观测走时、峰值观测走时与震中距的关系,其相关系数分别为 0.9619 和 0.9752,获得的平均观测慢度值分别为 4.104 s/° 和 3.980 s/°,与  $P_{\text{diff}}$  震相 IASP91 理论模型的理论慢度值 4.439 s/° 基本一致,故可确定甘肃数字测震台网和甘东南野外观测流动台阵记录的初至震相为核幔界面衍射波  $P_{\text{diff}}$  震相。由于该震相传播距离很大,高频成分在传播过程中逐渐被吸收,其周期达到 42 s,平均幅度不到 PP 震相的百分之一。当  $\Delta > 179^\circ$  时,由于 PKIKP 震相与  $P_{\text{diff}}$  震相的相互叠加作用, $P_{\text{diff}}$  震相表现为约 1/2 的孤峰(图 3)。本文中  $P_{\text{diff}}$  震相最大记录震中距为 179.7°,为目前该震相的最大记录震中距,记录台站位于甘肃省庆阳市西南部的镇原台(ZYT)。

以 PKIKP 震相最大幅度(1200—1230 s)归一化观测波形,与  $P_{\text{diff}}$  震相最大幅度进行比较。结果表明, $P_{\text{diff}}$  与 PKIKP 的相对最大振幅比在震中距为 170°—177° 时变化不大,在震中距为 177°—180° 时,最大振幅比随震中距的增大而增大(图 6)。这可能与  $P_{\text{diff}}$  震相在地球对跖点的聚焦效应有关(Rial, 1978; Rial, Cormier, 1980)。

甘东南野外观测流动台阵关于智利  $M_s 8.8$  特大地震的记录为我们提供了颇为宝贵的研究资料,结合甘肃数字测震台网观测记录波形本文研究了此次地震不同方位(190°—340°)、震中距在 175°—180° 之间的 148 条地震记录波形对  $P_{\text{diff}}$  震相起始观测走时(表 1)和峰值观测走时(表 2)的影响。将观测走时按照方位角(190°—340°)划分为 7 档(表 1,表 2),分别作了不同方位角走时曲线的线性拟合,如图 7 所示。可以看出,随着方位角的逐渐增

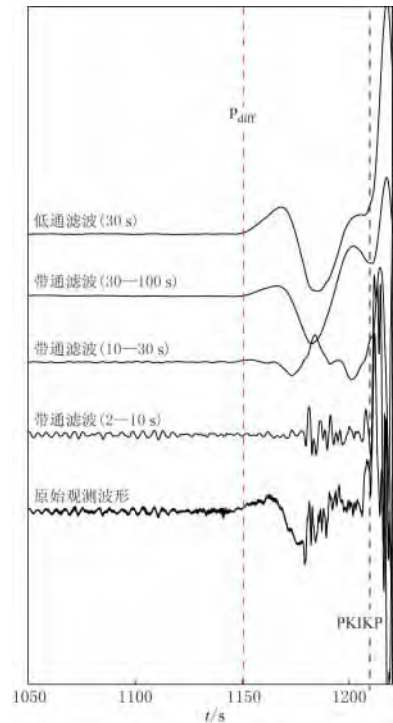
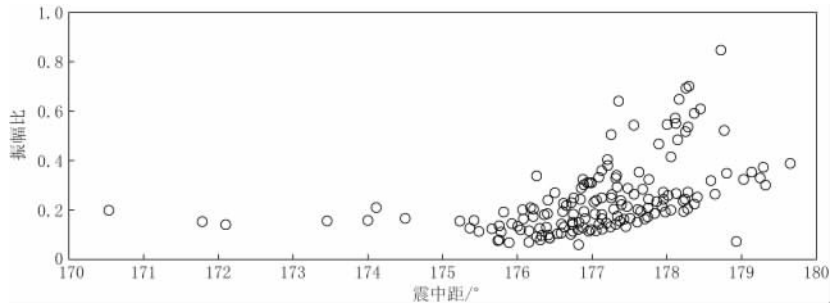


图 5 原始观测波形与不同频率滤波后的观测波形的比较

Fig. 5 Comparison of the original observation waveform (thick line) with four filtered observation waveforms (thin lines)

图 6  $P_{\text{diff}}$  震相与 PKIKP 震相的最大振幅比Fig. 6 The maximum amplitude ratio of  $P_{\text{diff}}$  to PKIKP表 1 不同方位角  $P_{\text{diff}}$  震相起始观测走时  $t_{P_{\text{diff}}}$  与震中距  $\Delta$  (单位: 度) 的线性拟合Table 1 Linear regression between origin observational travel time ( $t_{P_{\text{diff}}}$ ) and its epicentral distance  $\Delta$  (in unit of degree) for  $P_{\text{diff}}$  phases with different azimuth range

方位角	线性拟合关系式	相关系数 $R$	台站个数
190°—200°	$t_{P_{\text{diff}1}} = 4.360\Delta + 407.716$	0.960	20
200°—210°	$t_{P_{\text{diff}2}} = 4.377\Delta + 404.167$	0.926	17
210°—220°	$t_{P_{\text{diff}3}} = 4.230\Delta + 430.856$	0.957	31
220°—230°	$t_{P_{\text{diff}4}} = 3.665\Delta + 531.317$	0.913	22
230°—240°	$t_{P_{\text{diff}5}} = 5.008\Delta + 293.715$	0.961	16
240°—260°	$t_{P_{\text{diff}6}} = 4.071\Delta + 460.087$	0.881	25
260°—340°	$t_{P_{\text{diff}7}} = 3.753\Delta + 516.724$	0.959	17
190°—340°	$t_{P_{\text{diff}}} = 4.047\Delta + 463.780$	0.927	148

表 2 不同方位角  $P_{\text{diff}}$  震相峰值观测走时  $t_{\text{peak}}$  与震中距  $\Delta$  (单位: 度) 的线性拟合Table 2 Linear regression between peak observational travel time ( $t_{\text{peak}}$ ) and its epicentral distance  $\Delta$  (in unit of degree) for  $P_{\text{diff}}$  phase with different azimuth range

方位角	线性拟合关系式	相关系数 $R$	台站个数
190°—200°	$t_{\text{peak}1} = 4.917\Delta + 328.445$	0.991	20
200°—210°	$t_{\text{peak}2} = 4.976\Delta + 318.337$	0.982	17
210°—220°	$t_{\text{peak}3} = 4.186\Delta + 458.665$	0.987	31
220°—230°	$t_{\text{peak}4} = 4.038\Delta + 485.454$	0.991	22
230°—240°	$t_{\text{peak}5} = 3.380\Delta + 602.073$	0.955	16
240°—260°	$t_{\text{peak}6} = 3.811\Delta + 526.456$	0.995	25
260°—340°	$t_{\text{peak}7} = 4.154\Delta + 466.125$	0.915	17
190°—340°	$t_{\text{peak}} = 4.070\Delta + 479.710$	0.959	148

大,  $P_{\text{diff}}$  震相起始观测走时和峰值观测走时均存在较明显的滞后现象. 核幔界面是物理变化极其复杂的地带, 是一个凹凸不平的界面 (Wyss *et al*, 1992; Arthur, John, 1993; Sze, van der Hilst, 2003), 下地幔普遍存在超低速区, 其 P 波速度和 S 波速度分别骤降约 10% 和 30% (Mori, Helmberger, 1995; Helmberger *et al*, 1998; McNamara *et al*, 2010), 超低速区之上 D'' 区速度结构都表现为低速, 且厚度明显加厚 (唐群署, 李丽红, 2006). 相关研究结果表明, 富含铁的氧化物可能分离结晶形成原始海洋岩浆停留在核幔界面之上, 并在该界面之上形成高度约 100 km 的穹状结构, 这些少量富含铁的氧化物的存在会明显降

低地震波速度(Labrosse *et al*, 2007; Sun *et al*, 2013). 因此, 方位角的增大所引起的  $P_{\text{diff}}$  震相观测走时差异可能与核幔界面的复杂形态有关.

与 IASP91 理论模型  $P_{\text{diff}}$  震相走时曲线的延伸部分相比, 本文线性拟合的  $P_{\text{diff}}$  震相起始观测走时曲线存在明显的滞后现象, 滞后时间约 15 s(图 7). 而利用兰州小孔径台阵(图 2)资料叠加观测走时曲线结果(秦满忠等, 2014)表明, 远震  $P$  震相观测走时滞后于理论  $P$  震相走时, 并且这种差异在台阵的东部和西部明显不同, 西部的观测走时滞后现象更为明显, 其中兰州小孔径台阵记录的 2003 年 1 月 22 日墨西哥极远震( $18.77^{\circ}\text{N}$ 、 $104.10^{\circ}\text{W}$ ,  $h=24\text{ km}$ ,  $\Delta=119.5^{\circ}$ ,  $M_s 7.6$ ,  $A_z=30.5^{\circ}$ )  $P_{\text{diff}}$  震相起始观测走时(916.4 s)相对于理论观测走时(909.5 s)滞后 6.9 s. 而智利  $M_s 8.8$  特大地震震中位于甘肃数字测震台网西部, 其记录震中距( $175^{\circ}$ — $180^{\circ}$ )远大于墨西哥地震, 且在核幔界面衍射传播的距离更长( $75^{\circ}$ 左右). 因此,  $P_{\text{diff}}$  震相起始观测走时的滞后不仅与地震波在低速的上、下地幔介质中传播有关(Soldati *et al*, 2006; 秦满忠等, 2014), 同时与核幔界面存在超低速区及凹凸不平的复杂形态有关.

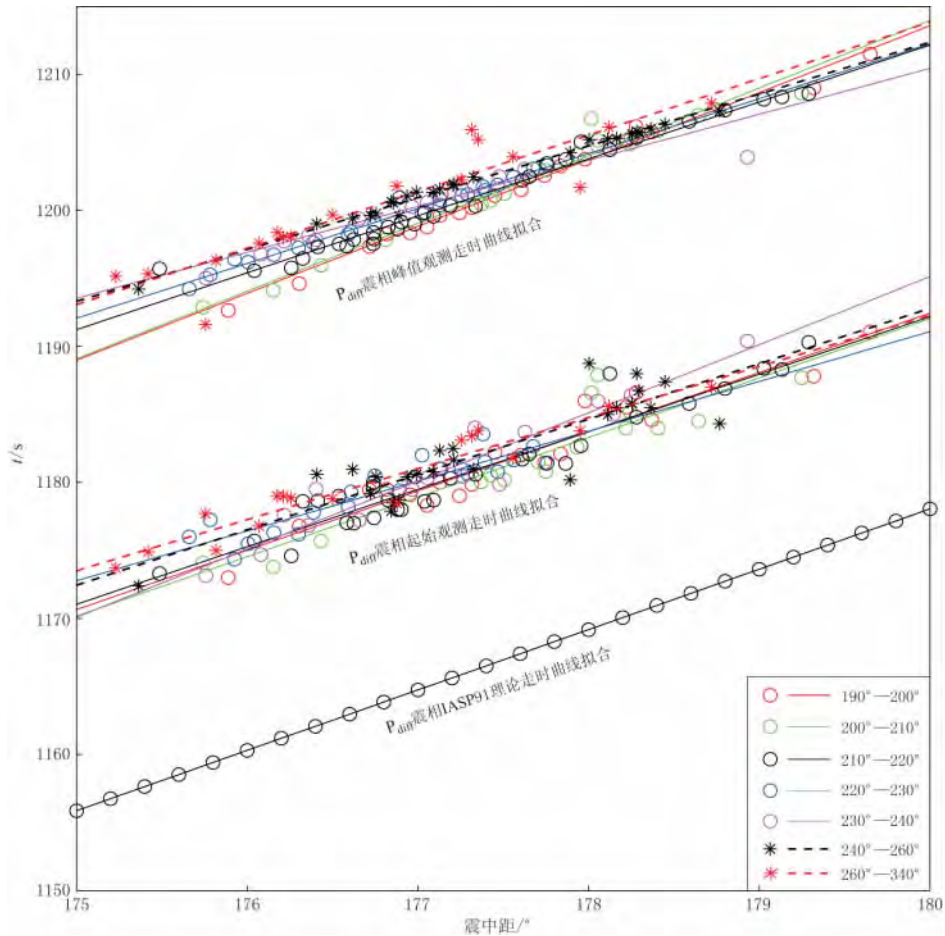


图 7 不同方位角  $P_{\text{diff}}$  震相起始观测走时曲线和峰值观测走时曲线与 IASP91 理论走时曲线延伸部分对比

Fig. 7 Comparison of  $P_{\text{diff}}$  origin and peak observed travel time curves in different azimuth ranges with theoretical travel time curve of the IASP91 model

## 参 考 文 献

- 冯建刚, 蒋长胜, 韩立波, 陈继锋. 2012. 甘肃测震台网监测能力及地震目录完整性分析[J]. 地震学报, **34**(5): 646–658.
- Feng J G, Jiang C S, Han L B, Chen J F. 2012. Analysis on the monitoring capability of seismic networks and completeness of earthquake catalogues in Gansu region[J]. *Acta Seismologica Sinica*, **34**(5): 646–658 (in Chinese).
- 李克. 2007. 地震学与地震观测[M]. 北京: 地震出版社: 172.
- Li K. 2007. *Seismology and Earthquake Observation*[M]. Beijing: Seismological Press: 172 (in Chinese).
- 秦满忠, 沈旭章, 张元生, 刘旭宙. 2014. 利用兰州小孔径地震台阵资料叠加观测走时曲线[J]. 地震学报, **36**(1): 59–69.
- Qin M Z, Shen X Z, Zhang Y S, Liu X Z. 2014. Observed travel-time curves by stacking records from Lanzhou small aperture seismic array[J]. *Acta Seismologica Sinica*, **36**(1): 59–69 (in Chinese).
- 唐群署, 李丽红. 2006. 核幔边界 D' 区的地震学研究进展[J]. 地学前缘, **13**(2): 213–223.
- Tang Q S, Li L H. 2006. The Earth's lowermost mantle and its seismological research progress[J]. *Earth Science Frontiers*, **13**(2): 213–223 (in Chinese).
- 唐燕娟. 1997. 对 P 波衍射波 Pdif 震相记录范围的讨论[J]. 地震地磁观测与研究, **18**(2): 32–36.
- Tang Y J. 1997. A discussion on recorded distance for diffraction wave Pdif of wave P[J]. *Seismological and Geomagnetic Observation and Research*, **18**(2): 32–36 (in Chinese).
- 许健生, 隗永刚, 张淑珍. 2012. Pdif 震相在 CDSN 兰州地震台的记录特征[J]. 西北地震学报, **34**(3): 239–244.
- Xu J S, Wei Y G, Zhang S Z. 2012. The recording characters of Pdif phase in seismic wave at CDSN Lanzhou seismic station[J]. *Northwestern Seismological Journal*, **34**(3): 239–244 (in Chinese).
- 许健生, 隗永刚, 张淑珍. 2013. Pdif 波在中国 CDSN 台站的运动学特征[J]. 地震工程学报, **35**(3): 610–617.
- Xu J S, Wei Y G, Zhang S Z. 2013. The kinematic characteristics of Pdif-waves at CDSN stations[J]. *China Earthquake Engineering Journal*, **35**(3): 610–617 (in Chinese).
- 赵荣国. 1987. 中国 763 长周期台网观测到  $\Delta=175.6^\circ$  的幔-核界面衍射波[J]. 国际地震动态, (3): 14–16.
- Zhao R G. 1987. Waves diffracted at the mantle-core boundary observed by type-763 long-period seismograph network of China[J]. *Recent Developments in World Seismology*, (3): 14–16 (in Chinese).
- Arthur R, John W. 1993. Inference of core-mantle boundary topography from ISC PcP and PKP traveltimes[J]. *Geophys J Int*, **115**(3): 991–1011.
- Astiz L, Earle P, Shearer P. 1996. Global stacking of broadband seismograms[J]. *Seismol Res Lett*, **67**(4): 8–18.
- Helmberger D V, Wen L, Ding X. 1998. Seismic evidence that the source of the Iceland hotspot lies at the core-mantle boundary[J]. *Nature*, **396**(6708): 251–255.
- Labrosse S, Hernlund J W, Coltice N. 2007. A crystallizing dense magma ocean at the base of the Earth's mantle[J]. *Nature*, **450**(7171): 866–869.
- McNamara A K, Garnero E J, Rost S. 2010. Tracking deep mantle reservoirs with ultra-low velocity zones[J]. *Earth Planet Sci Lett*, **299**(1/2): 1–9.
- Mori J, Helmberger D V. 1995. Localized boundary layer below the mid-Pacific velocity anomaly identified from a PcP precursor[J]. *J Geophys Res*, **100**(B10): 20359–20365.
- Rial J A. 1978. On the focusing of seismic body waves at the epicentre's antipode[J]. *Geophys J Int*, **55**(3): 737–743.
- Rial J A, Cormier V F. 1980. Seismic waves at the epicenter's antipode[J]. *J Geophys Res*, **85**(B5): 2661–2668.
- Soldati G, Boschi L, Piersanti A. 2006. Global seismic tomography and modern parallel computers[J]. *Ann Geophys*, **49**(4/5): 977–986.
- Sun D Y, Helmberger D V, Jackson J M, Clayton R W, Bower D J. 2013. Rolling hills on the core-mantle boundary[J]. *Earth Planet Sci Lett*, **361**: 333–342.
- Sze E K M, van der Hilst R D. 2003. Core mantle boundary topography from short period PcP, PKP, and PKKP data [J]. *Physics Earth Planet Inter*, **135**(1): 27–46.
- Wyssession M E, Okal E A, Bina C R. 1992. The structure of the core-mantle boundary from diffracted waves[J]. *J Geophys Res*, **97**(B6): 8749–8764.