

叶秀薇、胡秀敏、刘锦等 2011 利用重复地震观测粤闽交界地区地壳介质变化,中国地震 27(2),165~172。

利用重复地震观测粤闽交界地区地壳介质变化

叶秀薇 胡秀敏 刘锦 黄元敏

广东省地震局,广州市先烈中路 81 号 510070

摘要 利用粤闽两省数字化地震台网 2007 年 6 月~2010 年 5 月的走时及波形记录对南澳地区 $M_L \geq 1$ 地震用双差法重新进行定位,根据定位结果挑选重复地震丛,并研究地震丛的 P 波走时经伪弯曲射线追踪技术及波形互相关校正后的走时差变化。经上述处理后,汕头台、潮州台记录的南澳地区地震的 P 波走时差在 2008 年 6~8 月间出现负异常,经与地震活动性及形变观测资料对比分析,认为该时段的负异常反映了区域地壳介质速度有所上升。

关键词: 重复地震 射线追踪 地壳介质变化 粤闽交界 双差定位

[文章编号] 1001-4683(2011)02-0165-08 [中图分类号] P315 [文献标识码] A

0 引言

地震波波速的变化可以直观地反映地壳介质的物性变化,因此可以利用同一个台站记录到的重复地震走时变化来研究地壳介质的变化。周龙泉等(2007)研究了大姚重复地震,发现在震源区地壳 P 波速度在震前快速上升。叶秀薇等(2008)研究广东阳江重复地震时,同样发现震前震源区存在类似的现象。

粤闽交界及近海地区是东南沿海地震带上能量释放的重点地区,曾发生多次 5 级以上强震,其震情变化一直为地震工作者所关注。本文利用重复地震丛的地震波走时差的变化来跟踪粤闽交界及近海地区地壳介质的变化。其中,如何得到精度较高的地震波走时差是研究的关键所在。本文结合双差定位(Poupinet et al,1984)结果、伪弯曲射线追踪技术(Um et al,1987)以及波形互相关来提高 P 波走时差精度,达到了观测地壳介质变化的目的。

1 方法原理

本文拟采用同一台站记录的重复地震的 P 波走时变化来研究地震波传播路径上地壳介质的物性变化,而 P 波走时差的精度主要受地震定位精度、地震的相对位置以及到时读取精度的影响,本文就此从 3 个方面提高 P 波走时差精度。

对于一丛重复地震,假设地震事件 1 从震源到达台站的走时可以用 t_1 表示,地震事件 2

[收稿日期] 2011-01-20

[项目类别] 广东省科技计划项目(2006B37201010)、“十一五”国家科技支撑项目(2006BAC01B03-04-06)及 2010 年度震情跟踪合同制定向工作任务(2010020106)共同资助

[作者简介] 叶秀薇,女,1970 年生,高级工程师,主要从事地震预测研究。E-mail:yexiuw@21.cn.com

从震源到达同一台站的走时用 t_2 表示,再假设两次地震发生期间地壳介质未发生变化,由于天然重复地震不可能全部是完全意义上的重复,此时在台站接收到的这两个地震事件走时差 Δt_1 主要是由于震源位置不同引起的,其走时差可表示为

$$\Delta t_1 = t_2 - t_1 \quad (1)$$

当地震事件 2 发生前,介质发生了变化,走时由 t_2 变为

$$t_2' = t_2 + \delta t \quad (2)$$

式中 δt 表示由于介质发生了变化而引起的从地震事件 2 的震源到台站的走时变化。根据费马原理,可以将射线路径在介质变化前后视为未扰动, δt 纯粹是由介质变化引起的。结合式(1)、(2),地震事件 1、2 在同一台站的走时差 $\Delta t_2'$ 可表示为

$$\Delta t_2' = t_2' - t_1 = t_2 - t_1 + \delta t = \Delta t_1 + \delta t \quad (3)$$

或

$$\delta t = t_2' - t_1 - \Delta t_1 = \Delta t_2' - \Delta t_1 \quad (4)$$

即走时差 $\Delta t_2'$ 可以分为由于震源位置不同引起的走时差 Δt_1 和由介质变化引起的走时差 δt 两部分,而其中 δt 正是人们所需要的信息。

实际观测中,两个重复地震在同一台站观测得到的走时差 $\Delta t_2'$ 除了由于震源位置不同而引起的走时差外,还包括了由走时读取误差引起的走时差 Δt_2 以及定位误差 ε

$$\Delta t_2' = \Delta t - \Delta t_2 + \varepsilon \quad (5)$$

式中 Δt 为地震台网提供的两个重复地震的走时差。在降低定位误差 ε 的前提下,式(4)、(5)可联合表示为

$$\delta t = \Delta t_2' - \Delta t_1 = \Delta t - \Delta t_2 + \varepsilon - \Delta t_1 \approx \Delta t - \Delta t_1 - \Delta t_2 \quad (6)$$

根据(6)式,为得到 δt ,首先需降低定位误差 ε ,并得到 Δt_1 、 Δt_2 。

尽管重复地震具有不同的定义,但共同的特征之一就是波形具有高的相似性。因此,为了降低走时读取误差 Δt_2 ,在经人工重新校核走时后,需进行两个重复地震的观测波形的互相关计算。互相关计算主要是针对 P 波在时间域进行,分别将需进行比较的两段波形数据的初始 P 波初动到时作为互相关窗口的参考位置,第一段波形上的互相关窗口固定不动,需进行比较的另一段波形上的互相关窗口左右移动,每移动一步,将两个窗口内的数据作互相关计算,找出互相关数最大的窗口位置,从而得到两个重复地震间的走时差 Δt_2 。正则化互相关计算公式为

$$c = \frac{\sum_{i=1}^n [x(i) - \bar{x}][y(i) - \bar{y}]}{\sqrt{\sum_{i=1}^n [x(i) - \bar{x}]^2 \sum_{i=1}^n [y(i) - \bar{y}]^2}} \quad (7)$$

式中 $x(i)$ 、 $y(i)$ 分别为两列波形记录, \bar{x} 、 \bar{y} 分别为时间窗口的平均值。

进行波形互相关计算后,不但可得到走时读取误差 Δt_2 ,还可进一步结合双差定位法降低定位误差 ε 。在较小的区域,相对定位法有利于降低速度模型误差带来的定位误差,双差定位法是一种较成熟的相对定位法,其计算原理在众多文献中(Poupinet et al,1984;杨智娴等 2003,2004;Waldhauser et al 2000;张天中等 2007;王新岭等 2005)已有介绍,篇幅所限,本文不再详述。在定位过程中,使用波形互相关计算结果,与单一使用走时记录相比,可进一步提高定位精度(陈翰林等 2009;黄媛 2008)。

为计算 Δt_1 , 假定对于重复地震序列以第一个重复地震为参考地震, 将研究区域的三维速度结构模型视为介质未扰动时的速度模型, 通过射线追踪计算所有地震到达同一台站的理论走时, 然后将各个地震到达台站的理论走时减去参考地震到达台站的理论走时, 就可以消除由于重复位置不同引起的走时差。为计算重复地震至台站之间的理论走时, 周龙泉等 (2007) 采用了伪弯曲射线追踪法。该射线追踪方法是一种快速三维射线追踪近似算法 (Um, 1987), 其基本原理是用射线方程的几何解释来解释扰动初始射线路径, 按分段形式使走时沿射线路径最短, 通过射线追踪可以快速确定射线路径及走时, 并最终得到 Δt_1 。

完成上述计算后, 最终根据式 (6) 计算所有重复地震相对序列中第一个地震 (即参考地震) 的走时差 δt , 走时差的变化趋势正是地震波所经路径地壳介质速度变化的反映。

2 速度模型的选择

进行上述计算前, 首先要确定广东地区的地壳速度结构模型。查阅相关文献^① (郑圻森等 2003, 2004; 姚伯初等, 1994; 闻则刚等 2005) 得到了华南地区地壳各深度上的 S 波速度及部分深度上的 P 波速度, 对于未能查找到的部分深度上的 P 波速度使用插值法, 最终确定计算中使用的广东地区速度结构模型 (表 1)。

表 1 本文使用的广东地壳速度模型

深度 (km)	0	5	11	25	31	60
S 波速度 (km/s)	3.25	3.48	3.65	3.73	3.92	4.58
P 波速度 (km/s)	4.92	5.46*	5.98	6.30	6.82	7.98
纵横波速比	1.51	1.57*	1.64	1.69	1.73	1.74

注: * 号为插值法估算的地壳速度数据, 其他为汇总相关文献得到的地壳速度数据。

3 计算结果

广东省“十五”期间建设的数字化地震台网于 2007 年 6 月试运行, 包括了 1 个数据处理中心和 45 个数字地震台站。广东数字地震台网在粤东地区的台站包括了梅州、汕尾、汕头、龙川、紫金、普宁、丰顺、潮州、南澳、南澎等 10 个台站 (图 1)。福建台网在闽南的台站包括了永定先施、惠安净峰、永春天马、华安华丰、平和山格和东山西埔等 6 个台站。因此本文拟对粤闽交界及近海地区 2007 年 6 月~2010 年 5 月 $M_L \geq 1.0$ 地震利用两个台网的资料进行相关研究。

粤闽交界地区小地震最为密集的是南澳近海, 本文收集了 2007 年 6 月~2010 年 5 月南澳地区 502 个 $M_L \geq 1.0$ 地震走时记录, 以及以 23.26°N 、 117.28°E 为中心, 半径 10km 范围内的 228 个 $M_L \geq 1.0$ 地震波形记录。首先将波形记录进行互相关计算, 再将计算结果采用双差法进行重新定位。

本文使用的波形记录来自于广东省区域数字地震台网, 频率 100Hz, 参考其他文献 (周龙泉等 2007; 陈翰林等 2009) 进行波形互相关计算时, 计算窗长设为 2.56s, 错动窗长 1.28s, 阈值 0.6。双差定位中采用共轭梯度法进行计算, 共进行 8 次迭代, 502 个地震事件取得 398 个精定位结果。重新定位后序列均方根残差平均值为 0.31s, 震源位置测定误差 (2 倍

^① 范玉兰、林纪曾、胡瑞贺等, 1988, 华南地区走时表。

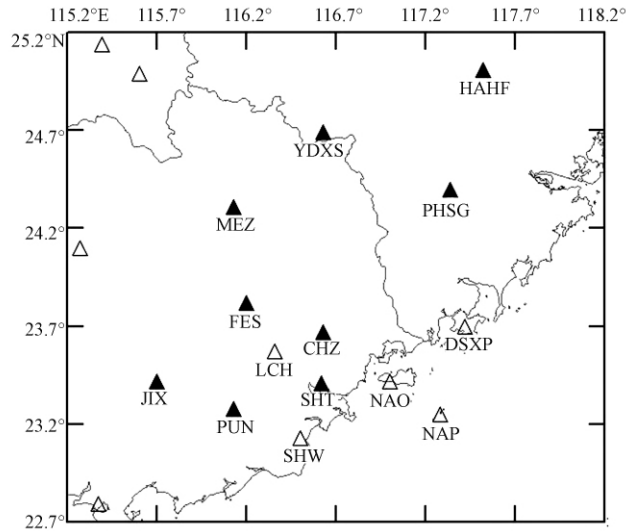


图1 粤闽两省数字地震台站分布图(实心三角形:参与定位及P波走时差变化研究的台站;空心三角形:参与定位,但未参与P波走时差变化研究的台站)

标准偏差)在 E-W 方向平均为 0.74km,在 N-S 方向为 0.82km,在垂直方向平均为 1.04km。图 2(a)为根据广东省地震台网目录绘制的地震震中分布图,图 2(b)为经双差定位后地震分布图。由图 2 可见,经双差定位后小震空间分布更为密集,主要沿北东向断裂分布。

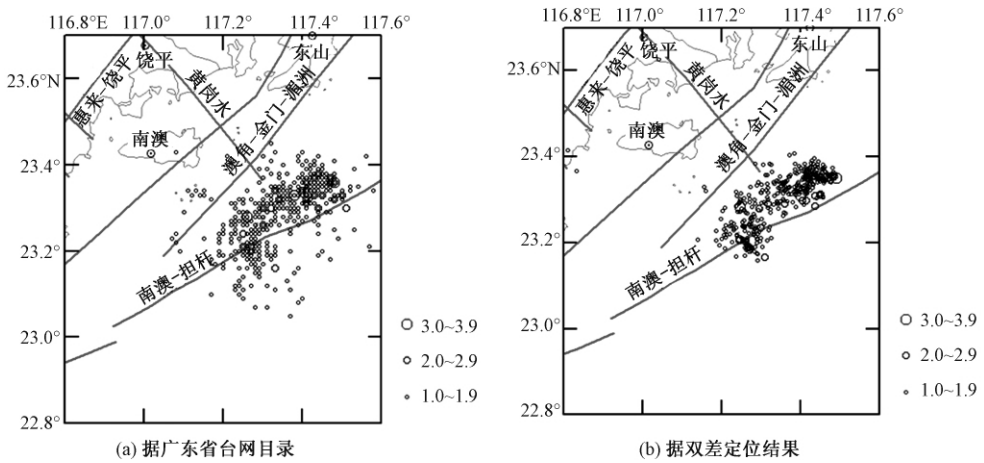


图2 南澳地区 $M_L \geq 1.0$ 地震震中分布图(2007年6月~2010年5月)

在重新定位基础上,确定重复地震中心为 23.2638°N 、 117.2872°E ,震源深度 10km,序列半径 10km,进行伪弯曲射线追踪计算并根据波形互相关计算结果进行走时校正。

研究 P 波走时差变化时,为保证样本数量,要求台站到序列中心的距离小于 200km,同时为了降低由于震源位置差异带来的误差,同时要求台站到序列中心的距离大于 5 倍序列

半径(周龙泉等 2007)。满足上述条件的台站有梅州(MEZ)、汕尾(SHW)、汕头(SHT)、龙川(LCH)、紫金(ZIJ)、普宁(PUN)、丰顺(FES)、潮州(CHZ)、永定先施(YDXS)、华安华丰(HAHF)、平和山格(PHSG)等 11 个(图 1)。其中汕尾台濒临海域,波形受潮汐影响较大,到时读取误差较大;龙川台由于多次仪器故障,记录到的地震个数较少,故在后面的计算讨论中舍去汕尾台和龙川台。

从 9 个台站的计算结果看,出现异常时段的有汕头台及潮州台的记录。图 3、4 分别是汕头台和潮州台记录的南澳近海地震 P 波走时差序列,表 2、3 分别是汕头台和潮州台经校正后出现 P 波走时异常的地震事件。由图 3(d)、4(d)及表 2、3 可见,异常时段主要集中在 2008 年 6~8 月间,存在连续多个地震 P 波走时差为负的异常现象,即该时段内 P 波速度上升。汕头台、潮州台的(a)、(b)图显示 P 波走时差均在正常范围内变化;而(c)、(d)图两台站均出现了负异常变化,其中(c)图 P 波走时差负异常变化持续时间较短,主要集中在 2008 年 8 月;(d)图持续时间较长,出现在 2008 年 6~8 月。

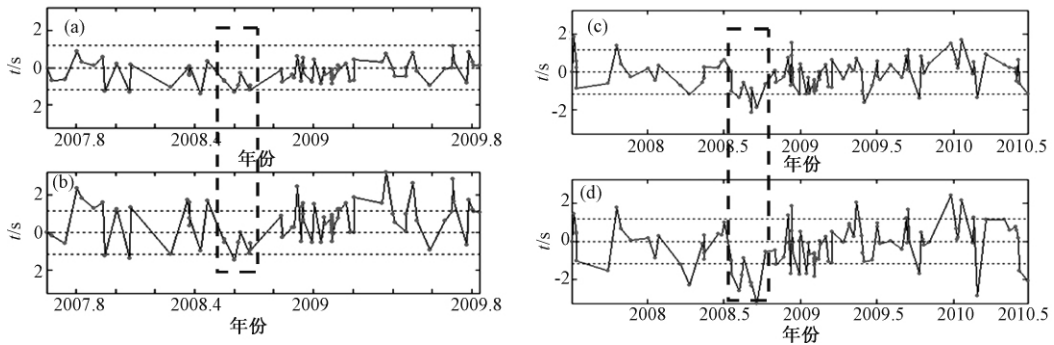


图 3 汕头台记录的南澳近海地震 P 波走时差

(a) 未经处理的相对参考事件的 P 波走时差;(b) 经伪弯曲射线追踪校正的介质变化引起的 P 波走时差;(c) 双差定位后的相对参考事件的 P 波走时差;(d) 双差定位后再经伪弯曲射线追踪及波形互相关校正的介质变化引起的 P 波走时差

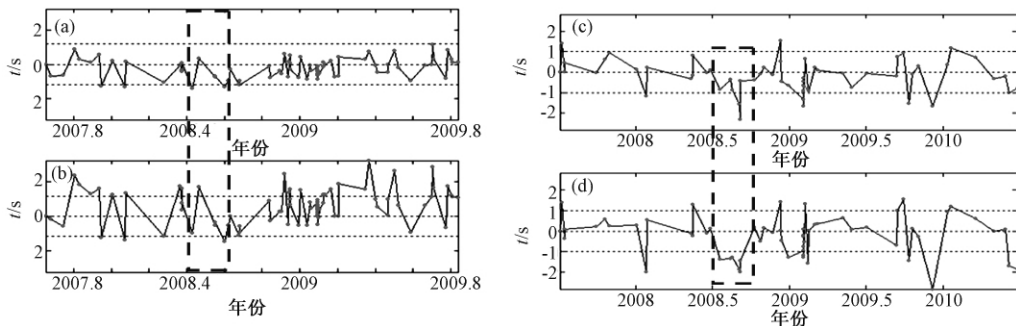


图 4 潮州台记录的南澳近海地震 P 波走时差

(a) 未经处理的相对参考事件的 P 波走时差;(b) 经伪弯曲射线追踪校正的介质变化引起的 P 波走时差;(c) 双差定位后的相对参考事件的 P 波走时差;(d) 双差定位后再经伪弯曲射线追踪及波形互相关校正的介质变化引起的 P 波走时差

表 2 汕头台记录的南澳近海地震 P 波走时差出现异常的地震事件

序号	年-月-日	时:分:秒	纬度($^{\circ}$)	经度($^{\circ}$)	深度(km)	震级 M_L	走时差 a (s)	走时差 b (s)	走时差 c (s)	走时差 d (s)
1	2008-06-17	15:52:33.55	23.24	117.24	12.5	1.0	-0.73	-0.54	0.04	-1.06
2	2008-06-19	03:58:55.55	23.28	117.26	9.1	1.2	-0.70	-0.36	-1.02	-1.70
3	2008-07-06	20:37:48.39	23.24	117.22	11.8	1.1	-1.31	-1.48	-1.35	-2.62
4	2008-07-13	22:33:4.19	23.28	117.26	8.9	1.4	-0.94	-0.54	-0.86	-1.80
5	2008-07-18	07:10:4.41	23.29	117.25	7.3	3.8	-0.31	-0.01	-0.55	-0.88
6	2008-08-04	10:17:40.85	23.24	117.26	11.7	1.6	-1.18	-1.12	-1.56	-2.15
7	2008-08-05	01:01:59.22	23.24	117.28	15.3	1.3	-0.98	-0.60	-2.16	-2.34
8	2008-08-06	01:15:38.24	23.23	117.24	12.0	1.4	-1.18	-0.92	-0.87	-2.19
9	2008-08-18	06:08:22.16	23.21	117.21	13.7	1.1	-1.24	—	-1.89	-3.27

注:表中走时差 a, b, c, d 的含义同图 3(a), (b), (c), (d)。

表 3 潮州台记录的南澳近海地震 P 波走时差出现异常的地震事件

序号	年-月-日	时:分:秒	纬度($^{\circ}$)	经度($^{\circ}$)	深度(km)	震级 M_L	走时差 a (s)	走时差 b (s)	走时差 c (s)	走时差 d (s)
1	2008-06-19	03:58:55.55	23.28	117.26	9.1	1.2	0.54	0.18	-0.84	-1.37
2	2008-07-13	22:33:4.19	23.28	117.26	8.9	1.4	0.63	0.34	-0.35	-1.35
3	2008-07-18	07:10:4.41	23.29	117.25	7.3	3.8	0.43	-0.03	-0.87	-1.29
4	2008-08-04	10:17:40.85	23.24	117.26	11.7	1.6	-0.13	-0.62	-1.57	-2.19
5	2008-08-05	01:01:59.22	23.24	117.28	15.3	1.3	-0.08	-0.39	-2.32	-2.65
6	2008-08-06	01:15:38.24	23.23	117.24	12.0	1.4	0.33	0.19	-0.42	-1.44

注:表中走时差 a, b, c, d 的含义同图 4(a), (b), (c), (d)。

4 结论和讨论

(1) 由上述计算结果可见, 经处理后 2008 年 6~8 月间汕头台、潮州台的 P 波走时差均出现了负异常变化。本文进一步对比该时段前后的区域地震活动及形变观测, 发现三者间有一定的同步性。

图 5 是南澳近海 2007 年 6 月~2010 年 9 月 $M_L \geq 1.0$ 地震月频次图。由图 5 可见, 在汕头台、潮州台 P 波走时异常结束后, 南澳地区正好出现了在整个研究时段内唯一的小震频度密集时段。2008 年 10 月~2009 年 1 月南澳地区出现的小震密集时段, 虽然震级不大, 最大仅 $M_L 2.6$, 但 $M_L \geq 1.0$ 的地震达 120 次, 其中 2009 年 1 月更达到 54 次, 显著高于正常值(平均月频次约 15 次)。

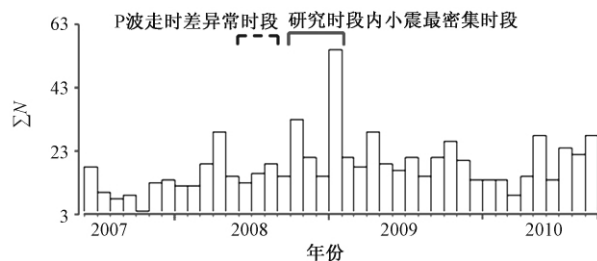


图 5 南澳地区 $M_L \geq 1.0$ 地震月频度图(2007 年 6 月~2010 年 9 月)

对比同时段潮州台及汕头台的形变观测资料(图 6、7), 两地的形变观测在 2008 年 6~9 月间多个测项出现转折性变化。汕头台有两套形变观测仪器, 包括数字水管倾斜仪以及洞体应变仪, 两套仪器的 NS 向在 6 月中旬出现同步向南倾斜的变化(图 6), 随后两套仪器下降趋势持续 1 个多月, 7 月中下旬出现转折向北, 异常在 2008 年 10 月结束。潮州台的 3 套

数字化形变观测仪器的稳定性不及汕头台的仪器,但也反映了该时段地壳介质出现的变化。在 2008 年 1~7 月测值平稳,8 月伸缩仪 EW 向出现了同步的异常变化,9 月后仪器故障,异常发展无法跟踪。汕头、潮州形变异常与 P 波走时差异异常在时间上是吻合的,从另一个侧面佐证了区域应力场的调整以及地区地壳介质的物性变化。

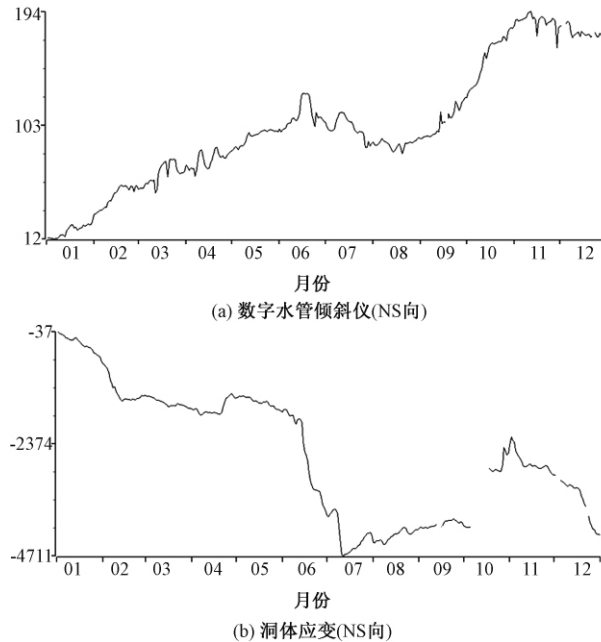


图 6 汕头台形变观测日值曲线(2008 年 1~12 月)

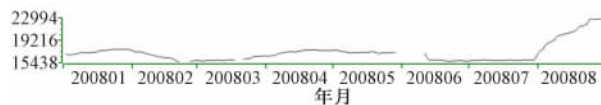


图 7 潮州台伸缩仪 EW 向观测日值曲线(2008 年 1~8 月)

(2) 实际应用表明,结合波形互相关、双差定位以及射线追踪技术校正得到的 P 波走时差,比单一用精定位或射线追踪技术能更好地反映地壳介质变化,两种方法的结合可以提高 P 波走时差精度,反映地壳介质的物性变化。

(3) 利用重复地震测量地壳介质的变化,其主要限制是重复地震的位置不一致,若对位置限制太窄,则样品少;若限制太宽,则精度低。但随着数字地震台网密度的不断加大,定位误差、走时读取误差等可以通过波形互相关、双差定位等方法予以降低,射线追踪技术的位置归一化处理亦可适当增加可使用的地震数据量,这些方法的结合为监测地壳介质的变化提供了可能。

致谢:中国地震台网中心周龙泉博士、广东省地震监测中心沈玉松博士、中国地震局地震预测研究所华卫博士、中国地震局地球物理研究所郭祥云副研究员为本项研究提供相关计算程序,并给予悉心指导和热情帮助,特此致谢。感谢广东省地震预报研究中心杨向东高级工程师、刘吉平助理提供形变观测值图。

参考文献

- 陈翰林、赵翠萍、修济刚等 2009 龙滩水库地震精定位及活动特征研究 地球物理学报 52(8) 2035 ~ 2043。
- 黄媛 2008 结合波形互相关技术的双差算法在地震定位中的应用探讨 国际地震动态 (4) 29 ~ 34。
- 王新岭、刘杰、张国民等 2005 姚安地震序列与永胜地震序列的高精度定位 中国地震 21(3) 386 ~ 397。
- 闻则刚、杨马陵、叶秀薇等 2005 广东省东部地区的 S 波速度结构 西北地震学报 27(2) 154 ~ 157。
- 杨智娴、陈运泰 2004 用双差地震定位法再次精确测定 1998 年张北-尚义地震序列的震源参数 地震学报 26(2) 115 ~ 120。
- 杨智娴、陈运泰、郑月军等 2003 双差地震定位法在我国中西部地区地震精确定位中的应用 中国科学(D 辑) 33(增刊) 129 ~ 134。
- 姚伯初、曾维军、D. E. Hayes 等 1994 中美合作调研南海地质专报 GMSCS 武汉:中国地质大学出版社。
- 叶秀薇、闻则刚、刘锦等 2008 利用重复地震研究广东阳江地区地壳介质变化 地震 28(4) 103 ~ 111。
- 张天中、武巴特尔、黄媛等 2007 近台资料对近震相对定位算法的影响 地球物理学报 50(4) 1123 ~ 1130。
- 郑圻森、朱介寿、曹家敏等 2004 华南地区岩石圈地壳速度结构数据处理 物探化探计算技术 26(2) 97 ~ 100。
- 郑圻森、朱介寿、宣瑞卿等 2003 华南地区地壳速度结构分析 沉积与特提斯地质 23(12) 9 ~ 13。
- 周龙泉、刘桂萍、马宏生等 2007 利用重复地震观测地壳介质变化 地震 27(3) 1 ~ 9。
- Poupinet G, Ellsworth W L, Frechet J 1984, Monitoring velocity variations in the crust using earthquake doublets: an application to the Calaveras Fault, California, J Geophys Res, 89(B7) 5719 ~ 5731.
- Um J, Thurber C H 1987, A fast algorithm for two-point seismic ray tracing, Bull Seism Soc Amer, 77(3) 972 ~ 986.
- Waldhauser F, Ellsworth W L 2000, A double-difference earthquake location algorithm: Method and application to the Northern Hayward fault, California, Bull Seism Soc Amer, 90(6) 1353 ~ 1368.

Monitoring crustal media variation in the border area between Guangdong and Fujian Provinces by using repeating earthquakes

Ye Xiuwei Hu Xiumin Liu Jin Huang Yuanmin

Earthquake Administration of Guangdong Province, Guangzhou 510070, China

Abstract In this paper, we relocated earthquake sequences occurring in the border area between Guangdong and Fujian Provinces from June, 2007 to May, 2010 using the double-difference location algorithm. During relocating, the cross correlation of waveform data and seismic wave travel time were used. The repeating earthquakes were selected according to the relocated result. We normalized the position of repeating earthquakes by using ray tracing. The accuracy of P-wave travel time can be improved by using ray tracing and cross correlation of waveform data, and the crustal media variation can be measured. According the calculation routine, P-wave travel time difference of the Shantou and Chaozhou seismic station retained negative anomaly from June to August, 2008. After contrasting with seismic activity and crustal deformation of the Shantou and Chaozhou seismic station, we believe that the negative anomaly from June to August, 2008 indicated the short-term velocity variation of crustal media.

Key words: Repeat earthquakes Ray tracing Variation of crustal media The border area between Guangdong and Fujian Provinces Double-difference location algorithm