

汪贞杰, 孙侃, 朱新运. 2019. 单台 sPL 震相测定珊溪水库地震震源深度. 地震学报, 41(6): 735–742. doi: 10.11939/jass.20190110.

Wang Z J, Sun K, Zhu X Y. 2019. Focal depth determination of Shanxi reservoir earthquakes from sPL phase with single station. *Acta Seismologica Sinica*, 41(6): 735–742. doi: 10.11939/jass.20190110.

单台 sPL 震相测定珊溪水库地震震源深度^{*}

汪贞杰[†] 孙侃 朱新运

(中国杭州 310013 浙江省地震局)

摘要 稀疏台网下的传统走时定位难以确定中小地震的震源深度, 而地震波深度震相蕴含着震源深度信息, 为确定地震震源深度提供了新的途径. 近震深度震相 sPL 和直达 Pg 波到时差与震源深度呈线性关系, 可用以约束地震震源深度. 本文以珊溪水库 2014 年震群事件为例, 利用单台 sPL 震相测定了地震震源深度. 结果表明: 震源深度的测定结果与基于水库台网高密度台站下 Pg 和 Sg 走时定位 Hyposat 方法和全波形拟合 CAP 方法测定的震源深度高度一致, 为 4–6 km, 与区域活动断层探测结果相符. sPL 震相的优势震中距为 30–50 km, 区域台网范围内 sPL 与 Pg 的到时差与震源深度的线性关系相对固定, 因此利用单台 sPL 震相即可快速获取可靠的地震震源深度, 适用于稀疏台网下的中小地震震源深度的确定, 且误差可控制在 1–2 km 范围内.

关键词 珊溪水库 震源深度 深度震相 sPL 震相

doi: 10.11939/jass.20190110

中图分类号: P315.3

文献标识码: A

Focal depth determination of Shanxi reservoir earthquakes from sPL phase with single station

Wang Zhenjie[†] Sun Kan Zhu Xinyun

(Zhejiang Earthquake Agency, Hangzhou 310013, China)

Abstract: It is difficult to determine focal depth *via* phase onset time fitting method for the regions where only sparse seismic stations are available. we demonstrate that focal depth can be well constrained with depth phase sPL which is sensitive to focal depth but insensitive to epicentral distance. With 2014 Shanxi reservoir earthquake swarm as a case study, this paper determined the focal depths of earthquakes by sPL phase with single station. The result show that the focal depths derived from sPL phase are well consistent with the results from CAP method and Hyposat method. The depths of the main shock and six $M_L > 3.0$ events are predominantly around 4–6 km, which is coincident with results of surveying and prospecting of active fault. Therefore sPL phase can be applied to small earthquakes for sparse network as it is well observed with small epicentral distances. Robust result of focal depth can be rapidly obtained by single broadband seismic station with bias of about 1–2 km.

Key words: Shanxi reservoir; focal depth; depth phase; sPL phase

^{*} 基金项目 中国地震局地震科技星火计划攻关项目(XH18018)资助.

收稿日期 2019–06–23 收到初稿, 2019–09–12 决定采用修改稿.

[†] 通信作者 e-mail: wzjustc@sina.com



引言

珊溪水库位于浙江省温州市文成县与泰顺县交界处,隶属于浙东南褶皱带次级构造单元温州—临海拗陷带南部的泰顺—青田断拗,其西侧以北东向的余姚—丽水深断层为界(马志江等, 2016)。该水库于 2000 年 5 月开始蓄水,蓄水前地质构造相对稳定,无历史地震记录(赵冬等, 2006)。蓄水两年后,库区附近浅源地震频发,且持续至今,震群在时空上呈明显的丛集分布特性,地震总体沿贯穿水库的双溪—焦溪垵断裂成组成段优势分布,先后发生多组显著的高密度震群活动,时序上沿断裂走向由断层库区淹没区向断层两端迁移(钟羽云等, 2015)。该水库的地震活动与库区岩性、断层分布及水库蓄水等特征密切相关。双溪—焦溪垵断裂为高倾角($>70^\circ$)、右旋走滑兼逆冲型断层,总长度超过 20 km,切割深度在 5 km 以上,切穿变质岩地层基底,为库区附近淹没段最长的断层分支,并发育次级断面,破碎带周围竖向节理发育,胶结程度差,断层两侧为隔水性较好的层状岩层,此断面结构易于库水下渗(周昕等, 2006; 马志江等, 2016)。珊溪水库孕震区是水库地震研究的热点(周昕等, 2006; 朱新运等, 2010; 钟羽云等, 2015; 马志江等, 2016; 马起杨, 朱新运, 2016; 侯林锋等, 2018),通过库区地震震源深度的定位圈定孕震区范围,为水库地震孕震机理的分析提供重要信息。

震源深度是确定孕震区范围的重要位置参数,能够反映地壳岩石流变特性和脆塑性特征(Scholz, 2002),因此准确地确定震源深度一直是地震学研究的重要内容之一。然而震源深度的反演既依赖于地震波波速模型,又与发震时刻之间存在折衷,尤其是稀疏台网下,对震源深度的测定尤为困难。经典线性走时拟合方法是目前使用较为广泛的地震定位方法,通过拾取多个地震台的 P 波、S 波震相到时,给定波速模型拟合各个台站的观测到时,使全部台站的走时误差达到最小,从而解算出发震时刻和震源位置。在此基础上发展的诸如联合定位法、相对定位法和双重残差法等方法,均是基于走时计算,需要计算观测值与理论值之间的残差函数,对台网的台站密度和波速模型的依赖较大(崇加军等, 2010)。

地震波深度震相蕴含丰富的震源深度信息,为震源深度定位提供了一种新的途径。深度震相是指地震波从震源上行出射经地表反射后传播至台站而形成的震相。震相经地表反射后的传播路径与其对应参考震相的传播路径相似,因此两者到时差主要与震源深度相关,利用深度震相进行震源深度定位可以规避传统走时定位发震时刻与定位深度的折衷性,且基本不依赖于震中距,降低了传统方法对传播路径的三维波速模型的依赖。不同深度震相有其相应的优势震中距范围。中强震在震中距远的波形记录上能够观测到远震深度震相 pP 和 sP。对于中小地震可以采用近震深度震相(sPg, sPn, sPL)来约束震源深度(张瑞青, 吴庆举, 2008; 崇加军等, 2010)。因首波的发育需要超过临界震中距,故以首波 Pn 为参考震相的深度震相 sPn,观测台站的震中距通常大于 100 km。震相 sPg 在地壳速度结构具有一定梯度时发育较为明显,其观测台站的震中距介于 50—100 km 之间。对于震中距 50 km 以内的台站,上行 S 波经地表反射转化为 P 波则会沿地表浅部直接传播到台站,传播过程同时耦合 P 波在地表浅部的多次波及散射波,其震相为 sPL 震相(崇加军等, 2010; Wang *et al.*, 2011)。由于 sPL 震相发育于较近震中距,可约束中小地震震源深度,适用于类似于珊溪水库这样震群震级普遍偏小的弱震区。

1 地震概况

珊溪水库蓄水后表现出间歇性的震群活动,最大余震与主震的震级差较小,持续时间

长. 浙江省地震监测台网记录到的最近一次高密度震群活动从 2014 年 9 月持续至 2015 年 3 月底, 此次震群中地震的最大震级为 $M_L 4.2$. 自 2002 年起, 浙江省地震局在珊溪水库的库区逐步建成了子台密度较大的水库地震监测台网, 覆盖整个库区, 库区周边台站及地震分布见图 1. 台网记录到的震群的最小完备震级 M_c 由 2002 年初始的 $M_L 1.5$ 降至 2014 年的 $M_L 0.3$ (于俊谊, 马起杨, 2017), 库区监测能力不断提高, 台网的定位能力得到了改善. 2014 年之前监测到的水库地震, 由于受台网台站密度条件限制, 定位精度有限, 台网定位地震的空间分布较为离散, 未能显示出明显的优势分布方向; 而台网定位的 2014 年震群的地震空间展布与贯穿库区的双溪—焦溪垅断裂一致, 定位精度显著提高.

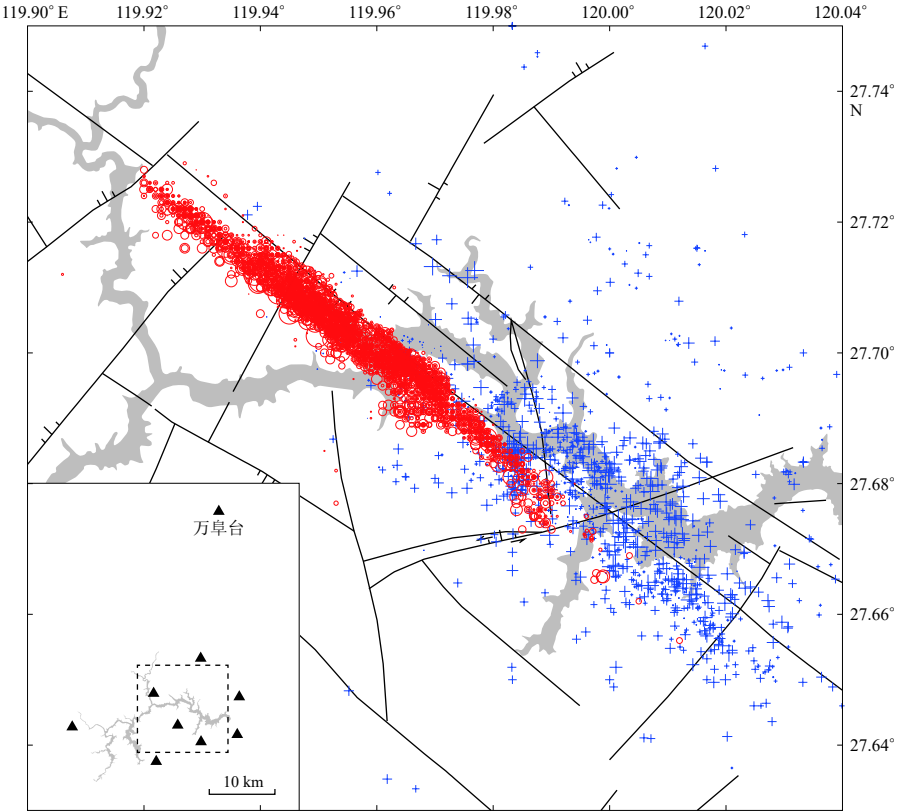


图 1 珊溪水库区域断裂、地震和台站分布图

灰色填充区为珊溪水库, 三角形为台站, 圆圈代表 2014 年震群, 加号为 2014 年之前地震, 黑线为断层

Fig. 1 Fault structure and distribution of earthquakes and stations in Shanxi reservoir region

Gray region indicates Shanxi reservoir, and its surrounding fault system is depicted by line segments, open circles denote the swarm epicenters of the year 2014 while plus signs denote the swarm before the year 2014, seismic stations are indicated by triangles

2 sPL 震相

sPL 震相是上行 S 波在地表经反射转换为 P 波并沿地表浅部波导层传播, 其传播路径如图 2a 所示. 由于沿地表浅部水平传播, 垂向分量的幅值通常会小于径向分量; 其传播过程又耦合了 P 波的散射波及多次波, 会呈现出低频特性; sPL 震相的 P 波特性限制其只在垂向和

径向分量上出现,切向几乎观测不到;震相到时介于P波与S波之间,在震中距30—50 km范围内发育良好,无其它震相干扰,有较高信噪比,震相拾取相对简单.万阜台离库区约30 km(图1),易于观测sPL震相,从该台站记录到的2014年10月14日库区内发生的 $M_L 4.2$ 地震的三分向位移(图2),可以清晰地观测到低频特性的sPL震相,其径向幅值大于垂向,切向信号弱.

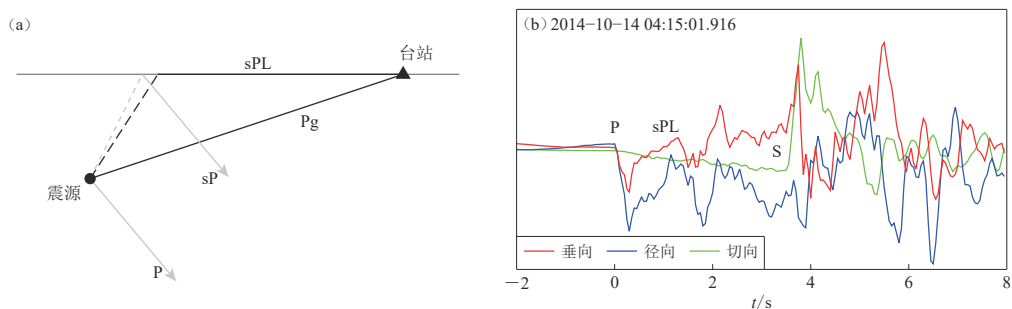


图2 sPL射线路径示意图(a)和万阜台记录的三分向位移波形(b)

图(a)中黑色为sPL及其参考震相Pg,灰色射线示意相对sPL震相其它深度震相则需更远的震中距才发育

Fig. 2 Schematic illustration of sPL ray path (a) and three-component displacement waveforms recorded at Wanfu station to view sPL phase (b)

Black ray for sPL-Pg pair and gray for other depth phases which appear in farther epicentral distance in Fig. (a)

近震深度震相和其参考震相的走时差,与震源深度近于线性相关,可以用于约束地震震源深度.本文使用频率-波数域方法(Zhu, Rivera, 2002)计算不同深度上走滑型双力偶源的三分量格林函数,来合成万阜台的理论地震图,以观测sPL震相随震源深度变化的敏感特性.速度模型采用从全球地壳模型CRUST1.0(Laske *et al.*, 2013)提取的一维分层模型.如图3a所示,sPL与P波的到时差随着深度增加而明显增大,近乎呈线性关系.敏感性测试中波形合成采用的双力偶源震源机制是基于库区发震构造由CAP(cut and paste)波形拟合方法(Zhao, Helmberger, 1994; Zhu, Helmberger, 1996)反演所得,符合库区实际情况.近震CAP方法是一种全波形拟合反演方法,由于反演结果对地壳速度模型和结构横向变化的依赖性相对较小,因此被广泛应用于震源机制和震源深度反演,其原理是在给定的参数空间中网格搜索使波形拟合误差达到最小的最佳解.2014年珊溪水库震群震级最大的主震震源机制和震源深度的CAP反演结果(图3b)显示,断层走向 127° ,倾角 83° ,滑动角 -177° ,为高倾角右旋走滑型震源机制,且走向与余震展布一致,表明其发震构造为双溪—焦溪坪断裂.

3 结果分析

距离库区约30 km的万阜台,记录到了多次sPL震相信号,图4给出了万阜台记录到的6次地震事件($M_L 3.0-4.0$)的三分量位移.根据sPL震相的特征,可以清晰地识别出sPL震相,进而可通过波形拟合来约束震源深度.以主震震源机制来计算不同深度上对应的理论地震图,并与实际波形对比,以获取震源深度.图3a给出了主震波形的拟合实例,红色波形为万阜台主震三分向波形,最佳拟合深度约为5 km.表1给出了主震和图4所示6次事件震源深度的拟合结果,同时列出了CAP反演结果和浙江省测震台网的测定结果,其中测震台网定位是采用基于Pg和Sg走时定位的Hyposat方法.

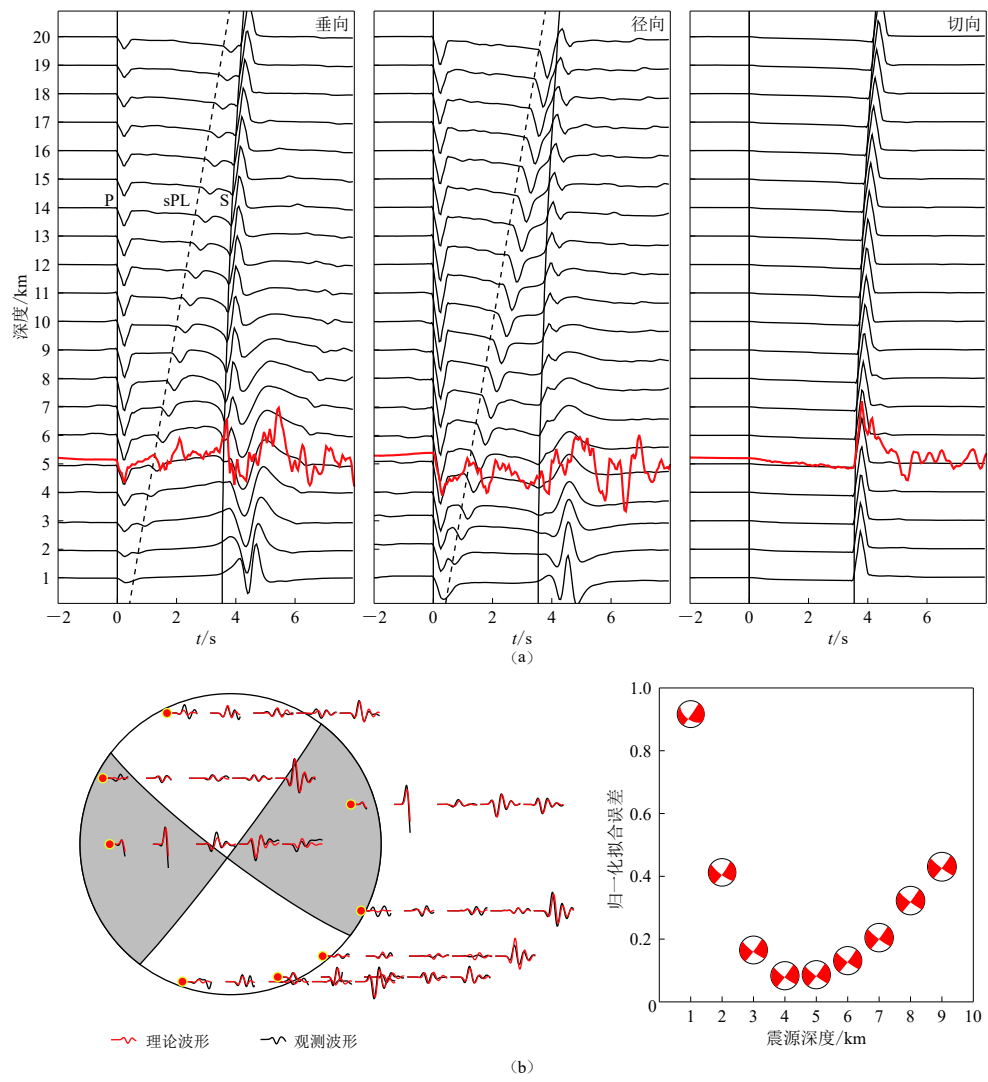


图 3 基于 sPL 和 CAP 方法确定 2014 年珊溪水库震群主震震源深度

(a) sPL 震相敏感性测试, 灰色波形表示不同深度三分向理论波形, 红色波形表示万阜台显示的主震最佳拟合深度;
(b) CAP 反演所得的主震最优震源机制(左)和震源深度(右)

Fig. 3 Focal depth determined by sPL and CAP method for the mainshock of the Shanxi reservoir swarm in 2014
(a) sPL phase depth sensitivity test, where gray waveforms represent three-component synthetics at different focal depths and red ones represent data recorded by Wanfu staion at best fitting; (b) Focal mechanism (left) and depth (right) determined by CAP method

使用 sPL 震相测定震源深度在台网稀疏条件下具有明显的优势, 但波形拟合精度受地壳速度、震源机制等因素的影响。Saikia 等(2001)利用深度震相测定震源深度的研究表明速度模型带来的误差可以控制在 1—2 km 之内; 深度震相与参考震相走时差不随震中距变化, 震中距在 30—50 km, 震相清晰, 震中位置引起的误差可以忽略; 结合震源机制球, 反演震源机制所选取的台站在震源球四个象限均有所采样, 而且震源机制解显示的发震构造符合库区的双溪—焦溪垭断裂, 震源机制的结果是可靠的。震源辐射方式会造成某些震相幅度发生变

表 1 珊溪水库震群七次地震事件震源深度的测定结果

Table 1 Focal depths of seven events from Shanxi reservoir seismic swarm

序号	发震时刻		震中位置		M_L	震源深度/km		
	年-月-日	时:分:秒	东经	北纬		sPL结果	台网结果 [*]	CAP结果
0	2014-10-14	04:14:57	119.94	27.71	4.2	5	4	4
1	2014-09-17	20:47:31	119.95	27.71	3.5	4—5	4	4
2	2014-09-23	17:40:25	119.94	27.71	3.7	4—5	4	4
3	2014-10-15	15:49:27	119.95	27.71	4.0	5—6	5	5
4	2014-10-15	16:37:24	119.96	27.70	4.0	6	5	5
5	2014-10-23	08:35:02	119.93	27.72	3.7	5	4	4
6	2014-10-26	07:03:41	119.97	27.69	3.4	4	4	/

^{*}引自浙江省数字地震台网中心地震目录(内部资料).

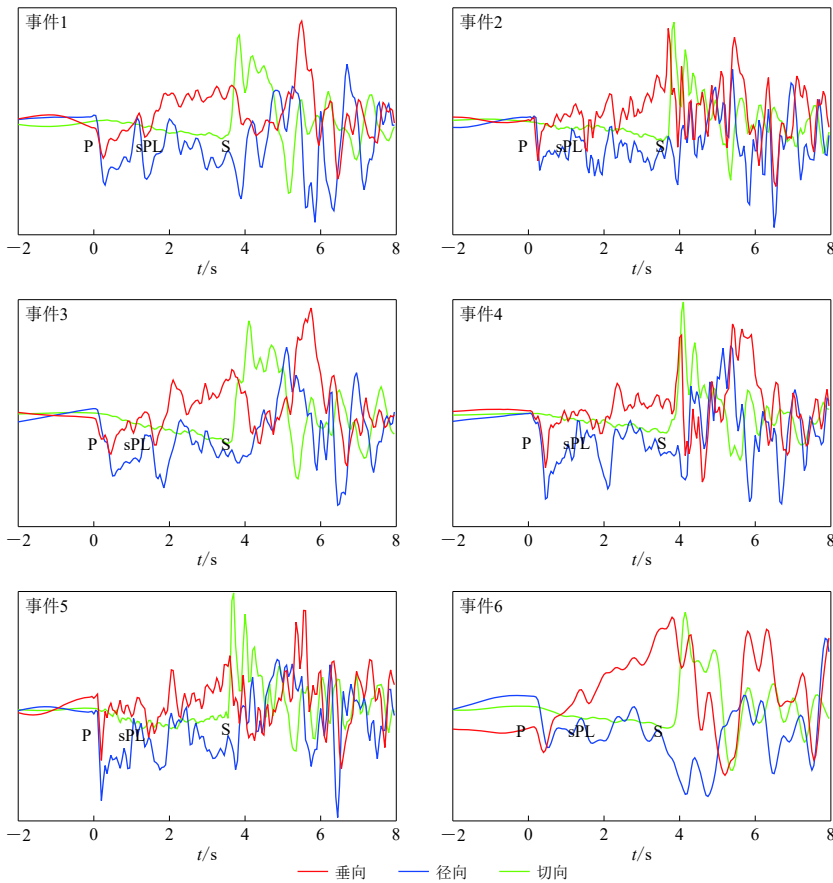


图 4 表 1 中万阜台水库震群事件 1—6 的位移波形图

Fig. 4 Displacement records of six events labeled with one to six in Table 1 at Wanfu station with vertical (red), radial (blue) and tangential (green) components

化引起观测上的误差, sPL 是通过与参考震相 Pg 波到时差和深度的线性关系来约束震源深度, 主要拟合的是震相初动到时, 对震源机制的要求并不高, 因此可直接使用主震震源机制. 当台网台站密度大, 震中距小于约 1—2 倍震源深度时, 基于走时方法也可以较为精确地确定震源深度(罗艳等, 2013). 图 1 所示珊溪水库监测台网台间距小于 10 km, 浙江省台网测

定深度具有较高精度. 利用不同方法测定的震源深度结果差异在 1 km 之内, 均在各自方法误差范围内, 是可接受的. sPL 测定的深度与台网的结果、CAP 反演的深度有较高一致性, 表明 sPL 测定震源深度的可靠性. 相对于台网和 CAP 深度测定结果, sPL 测定结果稍微偏大. 这是由于 sPL 是在地表浅层传播的, 地表浅层地震波速往往较低, 本文理论地震图计算采用的全球地壳模型 CRUST1.0 为简单的一维分层速度模型, 计算合成波形时速度模型可能高于实际浅层 P 波传播速度, 从而导致拟合深度稍微偏大. 本文所选地震为珊溪水库 2014 年震群 M_L 3.0—4.0 地震(表 1). 图 4 所示 1—5 号地震事件均为未滤波的原始波形, 震级最小的 6 号事件 M_L 3.4 地震经过低通 2 Hz 滤波后, 6 次地震事件中均能清晰地观测到 sPL 震相, 因此对于中小地震使用 sPL 震相测定深度是可行的.

4 讨论与结论

通过实际观测和正演分析可知, 在震中距小于 50 km 的范围内, 在近震深度发育 sPL 震相, sPL 震相及其参考震相 Pg 之间的走时差与震中距无关, 与深度存在线性关系, 可用于约束震源深度. sPL 震相具有低频特性, 优势震中距 30—50 km 上的震相清晰, 只在径向和垂向分量上出现, 一般径向幅度大于垂向分量.

采用万阜台观测到的 sPL 震相测定的珊溪水库地震序列中 7 次地震事件(包括主震)的震源深度介于 4—6 km, 与地下活动断层探测结果相一致. 跨库区的花状构造的三条平行分支断层在地下深约 6 km 处交会(侯林锋等, 2018), 地下 4—6 km 处岩石相对更为破碎, 库水沿断裂面向深部渗透易汇集于此深度, 孔隙压升高, 正应力降低, 打破应力平衡诱发地震(马志江等, 2016). 断层浅部有断层泥的充填难以积累足够应变产生地震, 太深岩石强度又超过周围偏应力水平, 地震很难往深部发展迁移. 与高密度台站下台网采用 Hyposat 方法和波形 CAP 反演的深度结果进行对比, 表明 sPL 震相测定的震源深度是非常可靠的.

在地壳结构相对简单的情况下, sPL 震相一般易于识别, 可较好地应用于地震深度的测定, 但不排除某些特殊情况, 例如震源持续时间较长或震中距太近, sPL 震相会受到扩展 P 波(P_{nl})的干扰, 震相拾取会相对困难. 尽管精确拾取到时有存在一定困难, 但深度误差范围一般可控制在 1—2 km 之内. sPL 震相的优势震中距为 30—50 km, 鉴于区域台网的台间距较小, 通常不会大于 50 km, sPL 震相有很强的适用性. 本文利用单台即可获取可信的震源深度, 可运用于稀疏台网(如 2014 年之前珊溪水库台网), 并适用于中小地震, 扩展了其应用性.

本研究虽然通过波形拟合, 但 sPL 震相是利用到时差与深度的近乎线性关系来约束地震, 对于区域台网, 尤其震群来说, 其线性关系是相对固定的, 且一般从未滤波的原始波形能直接识别 sPL 震相, 以理论到时差为量板, 无需震中水平位置信息, sPL 震相可快速地测定出可靠的震源深度.

参 考 文 献

- 崇加军, 倪四道, 曾祥方. 2010. sPL, 一个近距离确定震源深度的震相[J]. 地球物理学报, **53**(11): 2620—2630.
- Chong J J, Ni S D, Zeng X F. 2010. sPL, an effective seismic phase for determining focal depth at near distance[J]. *Chinese Journal of Geophysics*, **53**(11): 2620—2630 (in Chinese).
- 侯林锋, 晏云翔, 杨福平, 余刚群, 李林元. 2018. 珊溪水库地区深部构造探测研究[J]. 大地测量与地球动力学, **38**(8): 818—822.
- Hou L F, Yan Y X, Yang F P, Yu G Q, Li L Y. 2018. Research on deep crustal structure in Shanxi reservoir area[J]. *Journal of*

- Geodesy and Geodynamics*, **38**(8): 818–822 (in Chinese).
- 罗艳, 曾祥方, 倪四道. 2013. 震源深度测定方法研究进展[J]. *地球物理学进展*, **28**(5): 2309–2321.
- Luo Y, Zeng X F, Ni S D. 2013. Progress on the determination of focal depth[J]. *Progress in Geophysics*, **28**(5): 2309–2321 (in Chinese).
- 马起杨, 朱新运. 2016. 浙江珊溪水库地震震源参数特征研究[J]. *地震学报*, **38**(6): 835–846.
- Ma Q Y, Zhu X Y. 2016. Characteristics of source parameters of the Shanxi reservoir earthquakes in Zhejiang region[J]. *Acta Seismologica Sinica*, **38**(6): 835–846 (in Chinese).
- 马志江, 钟羽云, 韩用兵, 叶建青, 张震峰, 林胜法, 徐梦林, 刘倩倩. 2016. 温州珊溪水库诱发地震构造条件[J]. *地球科学*, **41**(8): 1413–1423.
- Ma Z J, Zhong Y Y, Han Y B, Ye J Q, Zhang Z F, Lin S F, Xu M L, Liu Q Q. 2016. The tectonic conditions of Shanxi reservoir induced earthquake in Wenzhou[J]. *Earth Science*, **41**(8): 1413–1423 (in Chinese).
- 于俊谊, 马起杨. 2017. 珊溪水库地区 b 值时空变化特征分析[J]. *山西地震*, (3): 1–5.
- Yu J Y, Ma Q Y. 2017. Analysis of the spatio-temporal variation characteristic of b -value in Shanxi reservoir area[J]. *Earthquake Research in Shanxi*, (3): 1–5 (in Chinese).
- 张瑞青, 吴庆举. 2008. 四川攀枝花 2008 年 8 月 31 日 $M_S 5.6$ 地震震源深度的确定[J]. *国际地震动态*, (12): 1–5.
- Zhang R Q, Wu Q J. 2008. Focal depth for an earthquake ($M_S 5.6$) on August 31, 2008 in Panzhihua of Sichuan Province[J]. *Recent Developments in World Seismology*, (12): 1–5 (in Chinese).
- 赵冬, 韩用兵, 叶建青. 2006. 2006 年 2 月浙江泰顺一文成地震震群震害特征[J]. *震灾防御技术*, **1**(2): 169–171.
- Zhao D, Han Y B, Ye J Q. 2006. The damage features of the group earthquakes occurred in February 2006, in Taishun-Wencheng, Zhejiang Province[J]. *Technology for Earthquake Disaster Prevention*, **1**(2): 169–171 (in Chinese).
- 钟羽云, 张帆, 阚宝祥. 2015. 基于 Gassmann 方程的流体替换方法在珊溪水库地震研究中的应用[J]. *地震工程学报*, **37**(3): 678–686.
- Zhong Y Y, Zhang F, Kan B X. 2015. Application of Gassmann equation based fluid substitution method to the research of reservoir-induced earthquakes at Shanxi reservoir[J]. *China Earthquake Engineering Journal*, **37**(3): 678–686 (in Chinese).
- 周昕, 钟羽云, 傅建武, 杨福平, 张帆. 2006. 珊溪水库地震与构造地震波谱时-频特征的对比研究[J]. *大地测量与地球动力学*, **26**(4): 86–91.
- Zhou X, Zhong Y Y, Fu J W, Yang F P, Zhang F. 2006. Contrast of time-frequency characteristics of wave spectrum between Shanxi reservoir induced earthquake and tectonic earthquake[J]. *Journal of Geodesy and Geodynamics*, **26**(4): 86–91 (in Chinese).
- 朱新运, 张帆, 于俊谊. 2010. 浙江珊溪水库地震精确定位及构造研究[J]. *中国地震*, **26**(4): 380–390.
- Zhu X Y, Zhang F, Yu J Y. 2010. Study on precise positioning and structure of the Shanxi reservoir earthquake, Zhejiang Province[J]. *Earthquake Research in China*, **26**(4): 380–390 (in Chinese).
- Laske G, Masters G, Ma Z T, Pasyanos M. 2013. Update on CRUST1.0: A 1-degree global model of earth's crust[C]// *Proceedings of EGU General Assembly Conference*. Vienna: EGU.
- Saikia C K, Woods B B, Thio H K. 2001. Calibration of the regional crustal waveguide and the retrieval of source parameters using waveform modeling[J]. *Pure Appl Geophys*, **158**(7): 1301–1338.
- Scholz C H. 2002. *The Mechanics of Earthquakes and Faulting*[M]. Cambridge: Cambridge University Press: 496.
- Wang Z J, Chong J J, Ni S D, Romanowicz B. 2011. Determination of focal depth by two waveform-based methods: A case study for the 2008 Panzhihua earthquake[J]. *Earthquake Science*, **24**(4): 321–328.
- Zhao L S, Helmberger D V. 1994. Source estimation from broadband regional seismograms[J]. *Bull Seismol Soc Am*, **84**(1): 91–104.
- Zhu L P, Helmberger D V. 1996. Advancement in source estimation techniques using broadband regional seismograms[J]. *Bull Seismol Soc Am*, **86**(5): 1634–1641.
- Zhu L P, Rivera L A. 2002. A note on the dynamic and static displacements from a point source in multi layered media[J]. *Geophys J Int*, **148**(3): 619–627.