

汪小厉、李玲利、杨源源, 2017, 金寨震群震源深度确定及成因初步分析, 中国地震, 33(2), 269~279。

金寨震群震源深度确定及成因初步分析

汪小厉^{1,2)} 李玲利^{1,2)} 杨源源^{1,2)}

1) 安徽省地震局, 合肥市长江西路 558 号 230031

2) 蒙城地球物理国家野外科学观测研究站, 安徽蒙城 233500

摘要 金寨震群自 2014 年 8 月份开始活跃, 随后发生多次有感中小震。震区群众反映对 $M_L \geq 1.0$ 地震均有感, 并伴随有地声现象, 可能是震源深度较浅的原因。本文主要利用 sPL 深度震相计算金寨震群地震的震源深度, 共识别出 16 个地震的 sPL 震相, 计算结果显示, 这 16 个地震的震源深度分布在 3.0~4.7km, 比 2014 年 4 月 20 日霍山 $M_S 4.3$ 、2011 年 6 月 7 日桐城 $M_S 3.6$ 地震的震源深度浅。同时利用 hypoDD 方法对该震群进行重定位, 并在此基础上计算得到震群的扩展系数为 $0.27 \text{m}^2/\text{s}$, 这与前人对龙滩水库、小浪底水库诱发地震的计算结果接近。结合震群震源深度浅、扩展系数较小及时间丛集、空间紧密等特征对震群成因进行了初步分析, 认为该震群可能由水库诱发。

关键词: 金寨震群 深度震相 扩展系数 水库诱发

[文章编号] 1001-4683(2017)02-0269-12 [中图分类号] P315 [文献标识码] A

0 引言

自 2014 年 8 月 22 日起, 在安徽金寨地区发生了一个震群。该震群位于安徽省六安市金寨县关庙乡, 区域内断裂构造复杂(姚大全等, 2006), 分布有 NW 向的磨子潭-晓天断裂、NE 向的土地岭-落儿岭断裂和团风-温泉断裂、WNW 方向的梅山-龙河口断裂(图 1), 其中磨子潭-晓天断裂距离震群最近, 约 2km(倪红玉等, 2015)。此次震群自 2014 年 8 月 22 日开始活跃, 2015 年 8 月 15 日结束, 期间共发生 $M_L \geq 0.0$ 地震 625 次, 其中 $M_L \geq 3.0$ 级地震 15 次, 最大为 $M_L 3.9$ 级地震。从金寨震群震中分布图(图 1)和 $M-T$ 图(图 2)可以看出, 该震群在空间分布上较为丛集, 时间上较为紧密。而从该地区 1970 年以来的 $M_L \geq 3.0$ 地震活动(图 3)来看, 震群周边(100km 范围内)的地震活动相对较弱, 在震群周围 50km 范围内仅在 1991、1981、1994、2005 年发生 4 次 $M_L \geq 3.0$ 地震, 最大为 1971 年 2 月 5 日 $M_L 3.5$ 地震。值得注意的是, 据震区群众反映, 对 $M_L \geq 1.0$ 地震均有感, 并伴随有地声现象, 可能与震源深度较浅有关。而震源深度是一较难准确测定的参数, 台网给出的结果可能存在一定的误差, 因此对震群震源深度的准确测定具有必要性。同时, 现场调查发现金寨震群周边存在多个水库, 包括响洪甸、梅山、磨子潭和佛子岭 4 个大型水库与黄谷滩和关庙 2 个小型民用水电站, 其中 2 座小型水电站距震群仅 3km。而根据前人的研究表明(杨晓源, 1999; 廖武林等, 2009;

[收稿日期] 2017-03-16; [修定日期] 2017-05-28

[作者简介] 汪小厉, 女, 1990 年生, 理学硕士, 助理工程师, 主要研究方向为地震学。E-mail: xiaoliw@mail.ustc.edu.cn

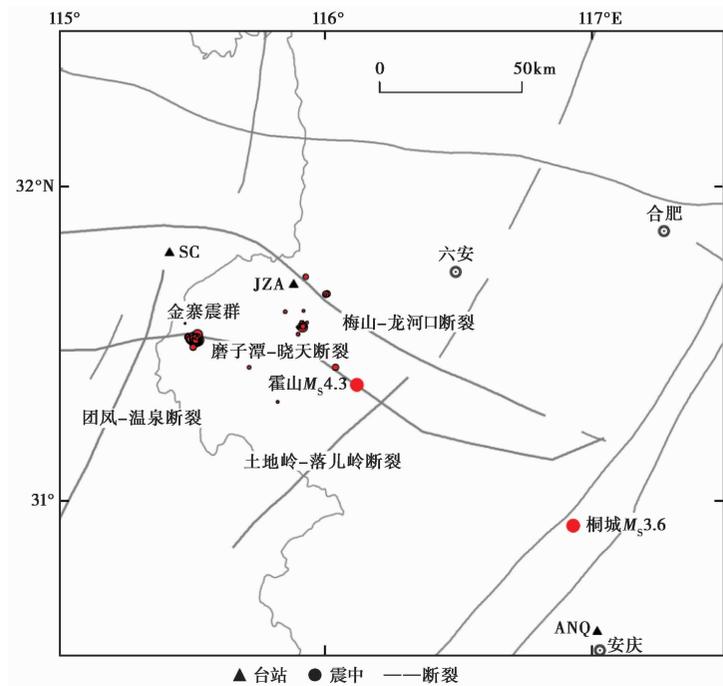


图1 金寨震群震中、断裂及台站分布

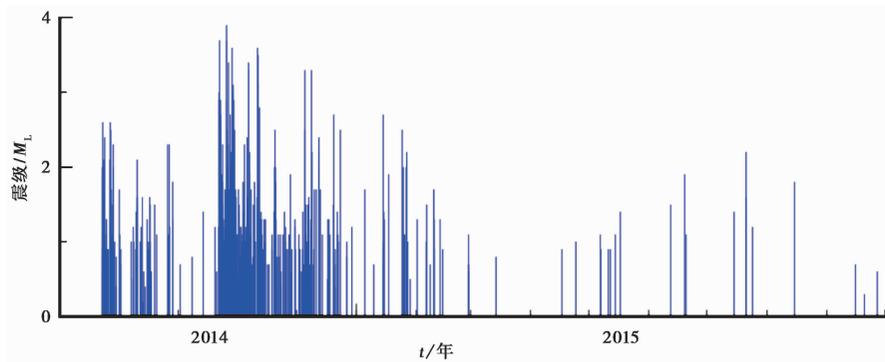


图2 金寨震群 $M-t$ 图

杨志高等,2010;周斌等,2014),与水库蓄水有关的地震通常震源深度较浅,发震时间紧密,空间丛集,金寨震群具有这些特征,且震区历史地震活动相对较弱,震区周边存在多个水库,因此有必要对该震群是否由水库诱发进行研究。

自1931年希腊马拉松(Marathon)水库首次发生地震以来,对水库诱发地震的研究已有80多年的历史(王博等,2012)。Talwani等(1984)利用水压力扩散原理,分析了水库诱发地震的成因;Simpson等(1988)基于水库地震与蓄水时间的响应关系对水库诱发地震进行了分类;丁原章(1989)对我国13座水库诱发地震的分布、地质构造背景和诱发地震类型进行了分析讨论;Talwani等(2007)基于我国水库诱发地震的震例给出了对应区域地壳介质的孔隙压力扩散系数;陈翰林等(2012)对新丰江和龙滩水库诱发地震进行了重定位,并结合水库

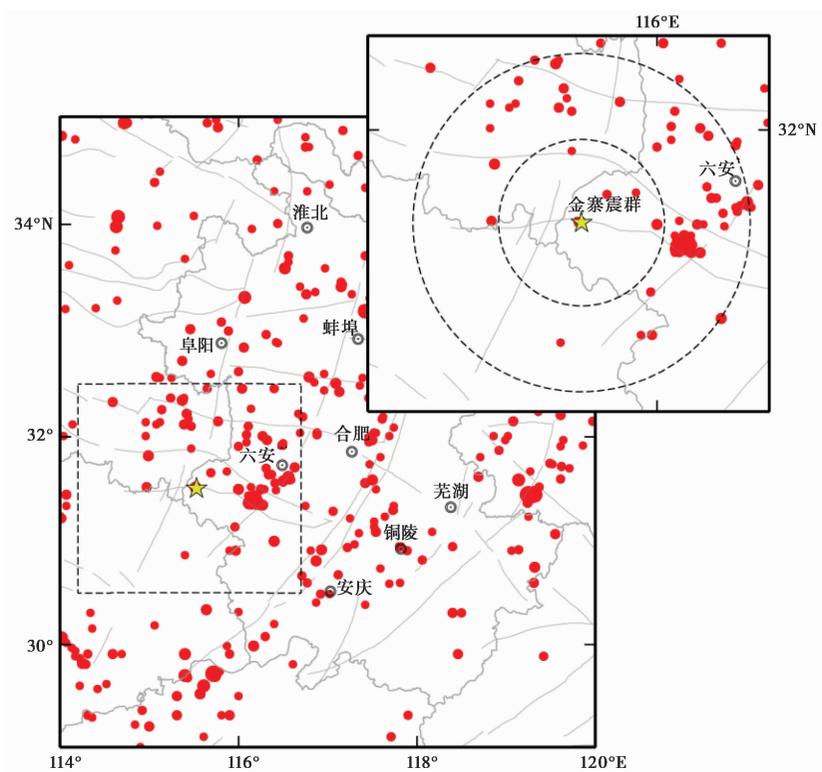


图3 金寨震群周边 1970 年以来 $M_L \geq 3.0$ 历史地震分布

蓄水资料对其地震活动性进行了讨论;蒋海昆等(2012)基于 ETAS 模型讨论了不同时期水库诱发地震的影响因素。前人对水库诱发地震的研究较为丰富,但多数研究是在地震已被确定为水库诱发基础上进行的。那么当有地震发生于水库附近时,如何判断地震是否为水库诱发是关键。马文涛等(2013)基于水库诱发地震的空间、时间、强度、震源环境等方面的特征及与库水位变化的关系,认识水库诱发地震的基本特点,并给出水库诱发地震与天然地震的主要区别。一般来说,水库诱发地震震中离库岸距离多在 5~10km,与天然构造地震相比,其震源深度较浅(杨晓源,1999;廖武林等,2009;杨志高等,2010);水库诱发地震活动的频次和震级与库水水位变化有关(马文涛等,2013);水库诱发地震序列一般多为“前震—主震—余震”或“前震—震群—余震”型(袁曲等,2005),以 1~3 级微震居多,中强地震较少(马文涛等,2013);水库诱发地震具有较高的震中烈度(马文涛等,2013);相比于同一震级的构造地震(Ross et al,1999),水库诱发地震具有较大的非力偶分量和明显较小的应力降值(Fehler et al,1991;Abercrombie et al,1993;华卫等,2012)。当我们确定某震群具有这些特征时,则可初步判定该震群为水库诱发。对于地震活动的频次、震中烈度、应力降等参数,可以通过地震 $M-t$ 图、现场调查、地震波形等方法计算得到较为准确的结果,但震源深度是一个较难准确测定的参数,在测震台网稀疏地区,其结果误差一直较大。因此,在水库诱发地震的研究中,震源深度的准确测定较为重要。

一般来说,地震学中主要是基于走时和波形、大地测量等数据研究震源深度(汪小厉,

2015)。基于走时测定震源深度的方法是利用 P、S 波的到时及到时差数据来计算震源深度,如 Hypo2000、hypoDD 程序(Klein,2007)等。但基于走时数据计算得到的震源深度的精度对台站的密集程度具有较高的依赖性,而地震波形中则含有对深度敏感的信息,如不同震相的振幅、频谱等信息,可以利用这些信息确定震源深度。一般来说,深度震相方法、面波与体波振幅比方法等较为常用。利用深度震相方法确定地震的震源深度可以弥补实际台站分布稀疏的不足,减小三维速度结构的影响,且利用到时差的形式避免了发震时刻引起的误差,具有较高精度(罗艳,2013)。目前常用的深度震相有 sPL、sPg、sPn、sPmP 等,在国内外也有了较好地应用(Bock et al,1996;Saikia,2000;Langston,1987;Bent et al,2002;高立新等,2007;崇加军等,2010),其中 sPL 震相为近震深度震相,一般在 30~50km 附近发育较好(崇加军等,2010),可以用来确定中小地震的震源深度。金寨震群以中小地震为主,且周边 100km 范围内台站较多,如 JZA 台、SC 台。因此,本文主要使用近震 sPL 深度震相进行震源深度的研究。

本文主要基于近震深度震相 sPL 计算震群 $M_L \geq 2.5$ 地震的震源深度,最终得到 16 个地震的震源深度,均在 5km 以内,相比周边的霍山 $M_S 4.3$ 地震、桐城 $M_S 3.6$ 地震的震源深度浅。同时,本研究还利用 hypoDD 方法对该震群进行重定位,计算得到震群的扩展系数。震群扩展系数的计算结果显示,其扩展系数 D 为 $0.27\text{m}^2/\text{s}$,与刘耀伟等(2011)计算的龙滩水库、刘远征(2014)计算的小浪底水库的结果接近,与刘远征等(2015)计算得到天然地震的扩展系数相差较大。考虑到该震群具有发震时间紧密,空间丛集等特征,初步判定该震群可能由水库诱发。

1 方法和数据

1.1 方法

考虑到金寨震群以为中小地震为主,周边 100km 范围内台站较多,而近震深度震相 sPL 在震中距为 30~50km 附近发育较好,因此可以用近震深度震相 sPL 来确定震群的震源深度。sPL 震相是由震源出发上行的 SV 波在地表发生全反射转换成 P 波后沿地表传播所形成的震相。一般来说,sPL 震相在径向分量上能量较强,垂向分量能量较弱,而切向分量能量则很弱,且含有较多的低频成分,波形一般没有 P 波尖锐(崇加军等,2010;包丰等,2013)。

包丰等(2013)基于 sPL 震相的形成原理,得到均匀半空间模型下 sPL 与直达 P 波的到时差 Δt 与震源深度 H 、P 波速度 V_p 、波速比 α 及震中距 D 的关系

$$\Delta t = \frac{H\sqrt{\alpha^2 - 1} + D - \sqrt{H^2 + D^2}}{V_p} \quad (1)$$

当 H 远小于 D 时,则 $H^2 + D^2$ 的值趋于 D^2 ,则上式可以近似为

$$\Delta t = \frac{H\sqrt{\alpha^2 - 1}}{V_p} \quad (2)$$

由式(2)可知,当震中距满足一定条件时,sPL 震相与 P 波的到时差与震源深度呈线性关系,与震中距的相关性不大,因此可以利用 sPL 震相与 P 波的到时差来确定震源深度。包丰等(2013)给出 sPL 与 P 波理论到时差随震中距及震源深度的变化曲线,结果显示当震中距大于 3 倍震源深度时,sPL 震相与 P 波的到时差与震源深度呈线性关系,且不随震中距变

化而变化,此时可以利用到时差进行震源深度的测定。

1.2 数据

本文波形数据来自于安徽地震台网中心。在数据处理前,首先根据地震目录挑选 $M_L \geq 2.5$ 、震中距 $\leq 100\text{km}$ 的波形数据,再进行数据处理。挑选出地震波形数据后,将原始波形解压并去除仪器响应,进行大圆弧路径旋转得到 $Z-R-T$ 三个分量,再进行滤波,最终进行 sPL 震相的挑选。

在数据挑选过程中,发现多数地震事件在安徽金寨台(JZA,震中距 42km)和河南商城台(SC,震中距 33km)波形中能看到清晰的 sPL 震相,再根据识别到的 sPL 震相读取其与 P 波到时差。在计算过程中, V_p 选取研究区的地表速度,本研究中的地表 P 波波速为金寨地震台表层岩石实验室测试结果的平均值,为 4.98km/s(刘泽民等,2015)。

2 结果和分析

2.1 震源深度结果及可靠性

在本研究中,共识别出 16 个事件的 sPL 震相。图 4 给出了处理后(带通滤波范围 0.01~2Hz)的金寨台(JZA)和商城台(SC)记录的 2014 年 10 月 26 日 $M_L 3.7$ 、2014 年 11 月 11 日 $M_L 3.7$ 两个地震位移波形图。从图 4 可以看出,这 2 台站记录到的 sPL 震相较为清晰,sPL 与 P 波到时差均为 1.0s。根据公式(2)可以计算得到这两次地震事件的震源深度为 3.5km。图 5 给出可识别 sPL 震相的 16 个地震事件在商城台(SC)和金寨台(JZA)的 sPL 震相与 P 波到时差的统计结果。由图 5 可知,这 16 个地震事件的 sPL 震相与 P 波的到时差为 0.9~1.4s,且其中 13 个地震均能在金寨台(JZA)和商城台(SC)识别出 sPL 震相,2 个台站的到时差之差小于 0.1s,说明我们识别到的 sPL 震相是较为可靠的。根据式(2)可计算得到这 16 个地震事件的震源深度主要分布在 3.2~4.9km 范围内。而根据对金寨地区的走访了解,人们普遍反映地震发生时,地声明显,小地震震感强烈,可能是震源深度较浅的原因,这也与本文的结果较为一致。

上述震源深度结果是基于均匀半空间模型下的经验公式计算得到的,可能存在一定的误差。为了验证这一结果的准确性,我们利用黄显良等(2015)的速度结构(表 1)计算了理论格林函数,并基于理论波形读取 P 与 sPL 的理论到时,再得到其理论到时差,从而验证计算得到的震源深度的可靠性。前文中提到,该震群距离商城台(SC)和金寨台(JZA)分别为 33km 和 42km,且 16 个地震事件的 sPL 震相多数能在这 2 个台站记录到,因此图 6 给出震中距分别为 33km、42km 的 sPL 与直达 P 波理论到时差与震源深度关系模板。由这一关系可知,sPL 与 P 波到时差几乎与震源深度呈线性变化,到时差为 0.9~1.4s 对应的震源深度为 3.0~4.7km。这一结果与倪红玉等(2015a、2016b)利用 PTD 方法计算结果一致,与黄显良等(2015)的结果一致,说明本研究中的计算结果较为准确。

2.2 对比分析

前文中提到,金寨震群距离磨子潭-晓天断裂较近,约 2km。在 2014 年 4 月 20 日,在该断裂上金寨震群西侧约 60km 处发生霍山 $M_s 4.3$ 地震。同样,在安徽其它地区也发生过多次中等地震,如 2011 年 6 月 7 日桐城 $M_s 3.6$,此次地震距离金寨震群约 160km。对于霍山 $M_s 4.3$ 地震事件,我们在 JZA 台识别出清晰的 sPL 震相,其与 P 波到时差为 2s(图 7(a))。

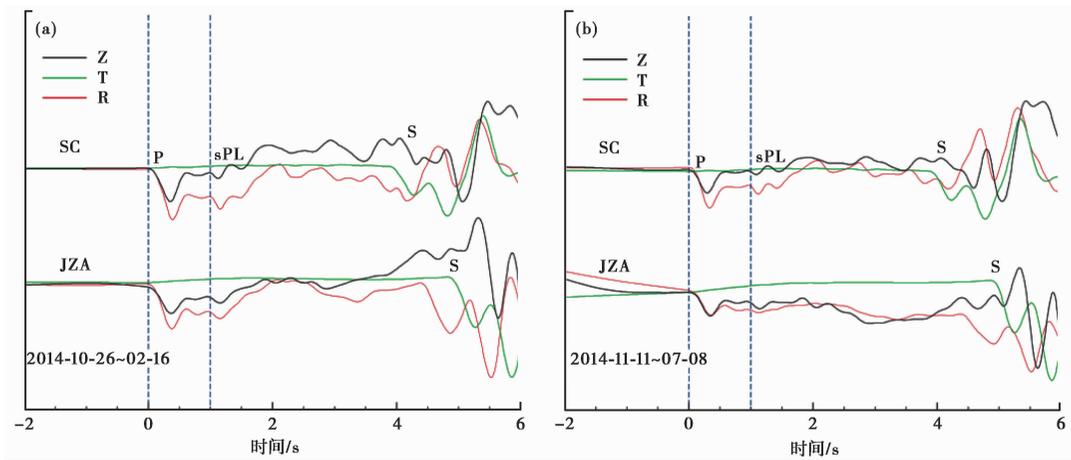


图4 2014年10月26日 M_L 3.7(a)和2014年11月11日 M_L 3.7(b)事件在金寨台(JZA)和商城台(SC)的三分量位移记录

同样,对于桐城 M_s 3.6地震,我们也在 ANQ 台识别出清晰的 sPL 震相,其与 P 波的到时差为 2.1s(图 7(b))。考虑到这 2 次地震事件距离金寨震群较近,在利用式(2)计算深度时取与前文计算金寨震群震源深度相同的 P 波速度,可得到这两次地震的震源深度分别为 7.0km、7.3km,这比金寨震群的震源深度要深。

2.3 成因的初步分析

前人基于水库诱发地震与蓄水时间的响应关系将水库诱发地震分为 2 类,一种

是由水库载荷直接诱发,但在某些地区,地震并非由水库载荷直接诱发,主要是由于地下流体渗透引起的(Simposon et al,1988)。对于水库载荷直接诱发的地震,震群活动可能与蓄水时间明显相关,而对于地下流体渗透引起的地震,其地震活动与蓄水相关性相对较弱。对于金寨震群,周边存在 4 个大型水库和 2 座小型水电站,其中 4 座大型水库均建于上世纪,其蓄水时间与此次震群活动时间相差较远,且这 4 座水库与震中存在一定距离,震群活动前水位变化幅度与往年基本相同(黄显良等,2015),因此认为此次震群活动可能与这 4 个水库相关性较小。据震区政府介绍,震群活动前后两座小型水电站处于正常发电水平,水位变化幅度相对较小,但考虑到这 2 处小型水电站距离震群仅 3km,其中关庙水电站于 2012 年建成蓄水,蓄水活动与震群活动相关性不显著,且库容较小,因此金寨震群活动是否由关庙水电站库水下渗透诱发?如何确定该震群是否由库水下渗引起是本研究的关键问题,前文中提到,水库诱发地震具有区别于天然地震的特征,可以根据这些特征因素来进行判定,主要包括震源深度浅、发震时间紧密、空间丛集、震区距离库区较近等。

一般来说,流体在断裂带中主要以裂隙渗流和孔隙渗流的方式运移,当其通过裂隙进入

表 1 金寨地区分层地壳模型

深度/km	层厚/km	$V_p/km \cdot s^{-1}$	$V_s/km \cdot s^{-1}$
0~2	2	4.98	2.94
2~5	3	5.22	3.01
5~10	5	5.59	3.23
10~15	5	6.12	3.53
15~20	5	6.45	3.73
20~25	5	6.45	3.72
25~33	8	7.03	4.06
33~40	7	8.00	4.62

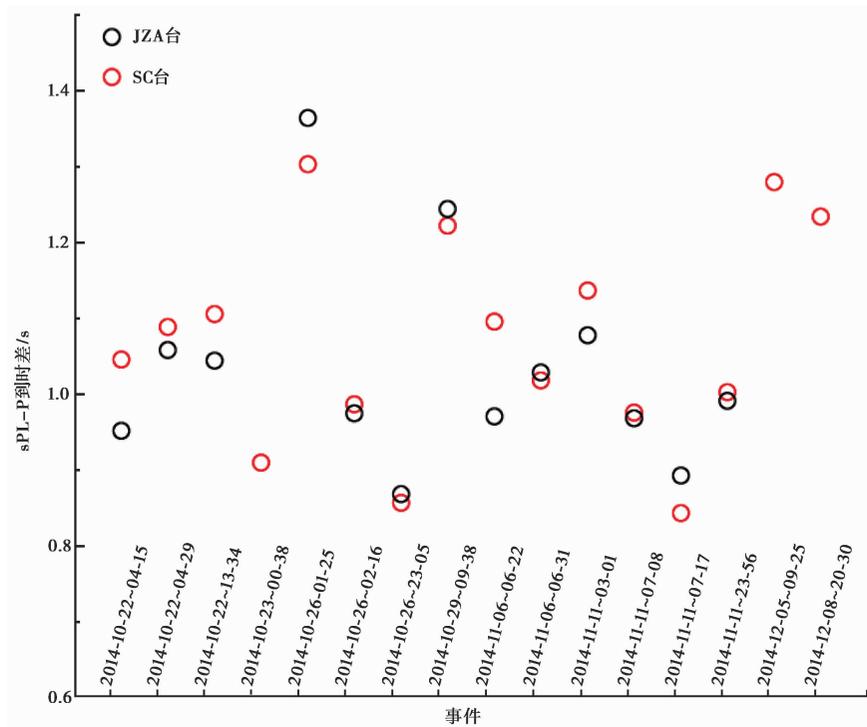


图 5 可识别 sPL 震相的 16 个地震事件的 sPL 与 P 波理论到时差

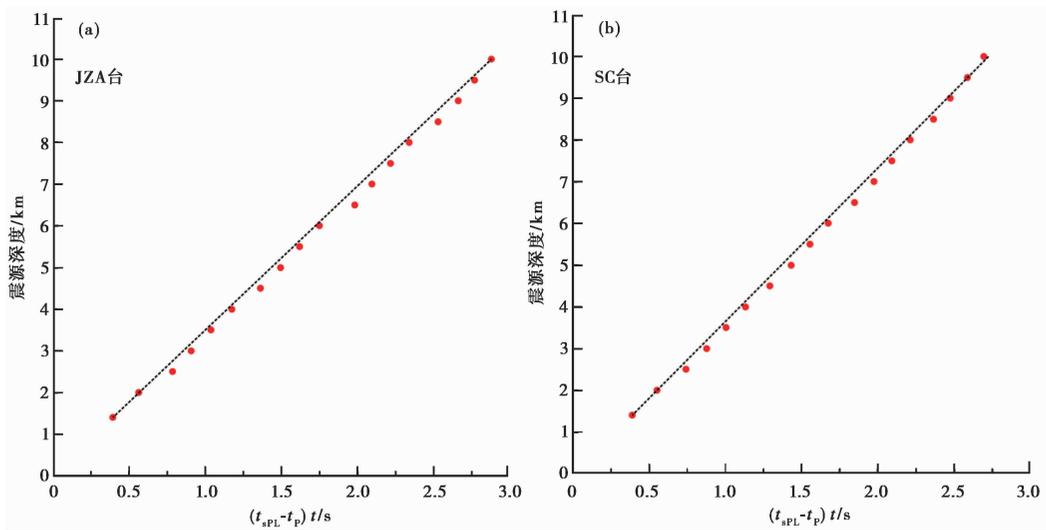


图 6 金寨台 (a) 和商城台 (b) $t_{sPL} - t_P$ 与震源深度关系

断层时产生孔隙压 (Turcotte et al, 1982)。在某一断裂发育区域,若存在注水活动或水库的库水下渗时,可能会导致孔隙压增大,从而使断层面上积累的剪切力增大,当增大至剪切力大于断层面抗剪切强度时,断层两盘快速剪切错动引发地震 (缪森等, 2012)。刘远征等

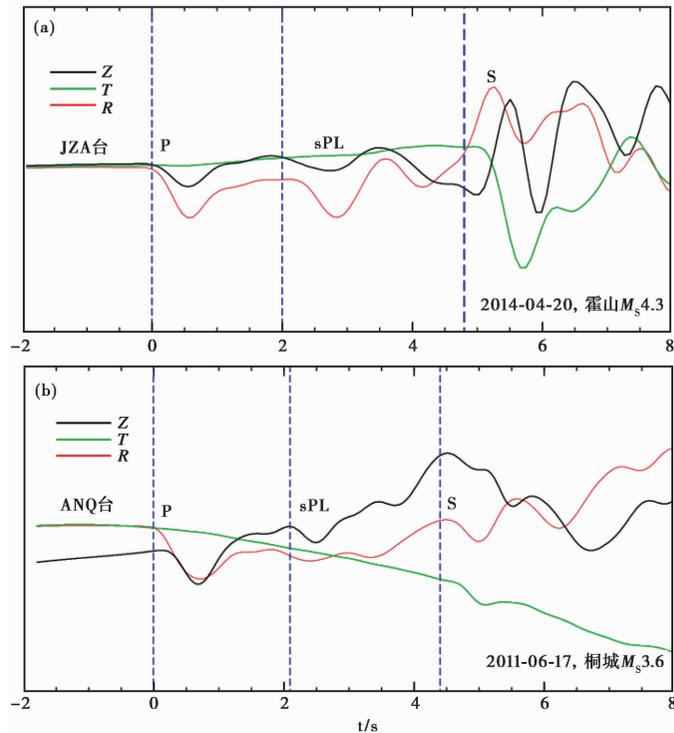


图 7 2014 年 4 月 20 日霍山 $M_s 4.3$ (a)、2011 年 6 月 7 日桐城 $M_s 3.6$ (b) 的三分量位移记录

(2014) 等基于注水诱发地震模型研究,认为诱发地震首先发生在注水点附近,即注水点与首发地震位置是一致的。而水库诱发地震与注水诱发地震均为流体诱发地震,其机理相似,则可以假设水库诱发地震第一个发震位置为可能的虚拟“注水点”。刘远征等(2014)基于此种假设,对三峡水库、小浪底水库诱发地震进行了分析研究。刘耀炜等(2011)基于 Shapiro 提出的注水触发地震评价孔隙压力扩散系数的方法计算了龙滩水库诱发地震的扩散系数。刘远征(2014)基于 Shapiro 点源注水触发地震活动的方法,描述了中强地震余震的分布过程,并计算出与注水、水库诱发地震扩散系数类似的参数,称为扩展系数。刘远征(2014)计算了意大利 Umbria-Marche 地区 $M_w 6.0$ 、L'Aquila $M 6.3$ 、青海德令哈 $M_s 6.6$ 、青海海西 $M_s 6.8$ 、九江 $M_s 6.7$ 等地震序列的扩展系数,从扩展系数与三峡、小浪底水库诱发地震扩散系数的差异中可以发现地震的不同成因,这个结果有助于分析地震类型。一般来说,注水地震和水库地震扩散系数很小,中强地震余震扩展系数较小,而强天然地震的扩展系数大(刘远征等, 2015)。

在本研究中,可以通过计算金寨震群的扩展系数作为其是否为水库诱发地震的判断标准。我们利用 hypoDD 方法对震群进行重定位,在此基础上计算该震群的扩展系数。前文中提到,我们利用 sPL 深度震相对金寨震群部分地震的震源深度进行了计算,得到这 16 个地震的震源深度主要分布在 3.0~4.7km 范围内。考虑到利用深度震相 sPL 测定震源深度具有较高的精度,在利用 hypoDD 对震群重定位时,将利用深度震相 sPL 测定的结果作为这一系列事件的初始震源深度。在具体计算过程中,我们假设第一个地震发生的位置为虚拟注水

点。同时,根据时间连续原则和空间集中原则来划分诱发地震活动区域(Shapiro et al,1999; 刘耀炜等,2011)。时间连续原则即要求所有的地震事件均发生在相对连续的时间窗内,空间连续原则即所有的地震事件发生在相对集中的某个区域。基于上述假设和要求,进行扩散系数的计算,计算得到扩展系数 D 为 $0.27\text{m}^2/\text{s}$ (图 8),这与刘耀炜等(2011)对龙滩水库地震计算得到的扩散系数($0.04\sim 0.65\text{m}^2/\text{s}$)、刘远征等(2014)计算的三峡水库地震扩散系数($0.32\text{m}^2/\text{s}$)接近,均小于天然地震强余震的扩展系数。由此说明,金寨震群可能为水库诱发。从 hypoDD 得到的震源深度结果来看,多数事件的震源深度在 5km 左右,与我们利用深度震相 sPL 得到的结果较为接近。但相比于 hypoDD 计算得到的震源深度结果,深度震相 sPL 具有更高的精度,在本研究中震源深度主要采用深度震相 sPL 测定得到的结果。

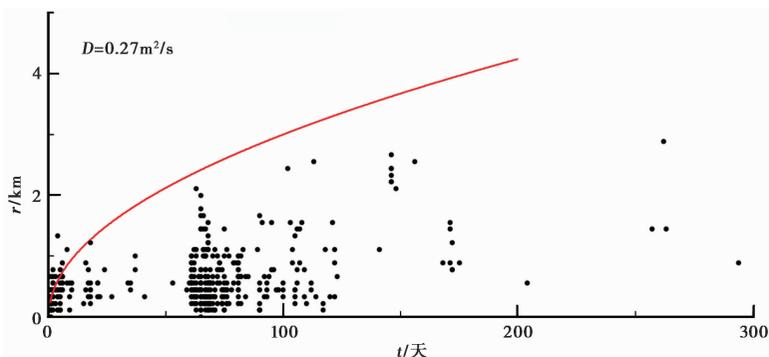


图 8 金寨震群的扩展系数

3 讨论与结论

通过对金寨地区 16 个地震震源深度的计算,得到这一系列地震较为准确的震源深度分布在 $3.0\sim 4.7\text{km}$ 范围内,比周边的霍山 $M_s 4.3$ 地震、桐城 $M_s 3.6$ 地震的震源深度浅。从震中周边 50km 范围内的地震活动来看,仅发生 4 次 $M_L \geq 3.0$ 地震,而此次震群活动在短时间内就发生 15 次 $M_L \geq 3.0$ 地震,且震群发展在时间上密集、空间上丛集,同时在震群周边还存在多处小型水库。综合上述特征,推测震群可能由周边水库诱发。然而,由图 5 可知,震群的震源深度并未随时间出现向下迁移的现象,且该震群周围水库容量较小,推测该震群受水库库容荷载诱发可能性较小,可能是与库水下渗有关。因此,在前人的研究基础上,根据 hypoDD 定位结果计算震群的扩展系数,扩展系数的计算结果与刘耀炜等(2011)对龙滩水库地震计算得到的扩散系数($0.04\sim 0.65\text{m}^2/\text{s}$)、刘远征等(2014)计算出的三峡水库地震扩散系数($0.32\text{m}^2/\text{s}$)接近,小于天然地震强余震的扩展系数。

综合震源深度较浅、发震时间紧密、空间丛集、历史地震活动性较弱及扩展系数来看,该震群可能与当地水电站库水下渗有关。然而,在本研究中,由于黄谷滩电站和关庙电站为小型民用水电站,无水位记录,故尚无法给出震群活动时间与水电站蓄水间的联系。

参考文献

包丰、倪四道、赵建和等, 2013, 时钟不准情形地震精确定位研究——以 2011 年 1 月 19 日安庆地震序列为例,地震学报,

- 35(2), 160~172。
- 陈翰林、陈阳, 2012, 新丰江及龙滩水库地震活动性研究, 华南地震, 32(b11), 96~102。
- 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, 地球物理学报, 53(11), 2620~2630。
- 丁原章, 1989, 中国的水库诱发地震, 华南地震, 9, (1), 64~72。
- 高立新、刘芳、赵蒙生等, 2007, 用 sPn 震相计算震源深度的初步分析与应用, 西北地震学报, 29(3), 213~217。
- 华卫、陈章立、郑斯华等, 2012, 水库诱发地震与构造地震震源参数特征差异性研究——以龙滩水库为例, 地球物理学进展, 27(3), 924~935。
- 黄显良、刘泽民、郁建芳等, 2015, 2014 年安徽金寨 M_L3.9 震群序列震源一致性研究, 地震学报, 37(6), 916~924。
- 蒋海昆、宋金、吴琼等, 2012, 基于 ETAS 模型对三峡库区流体触发微震活动的定量检测, 地球物理学报, 55(7), 2341~2352。
- 廖武林、张丽芬、姚运生, 2009, 三峡水库地震活动特征研究, 地震地质, 31(4), 707~714。
- 罗艳、曾祥方、倪四道, 2013, 震源深度测定方法研究进展, 地球物理学进展, 28(5), 2309~2321。
- 刘耀炜、许雨卿、杨多兴, 2011, 龙滩水库诱发地震的孔隙压力扩散特征, 地球物理学报, 54(4), 1028~1037。
- 刘远征, 2014, 水库诱发地震与孔隙压力扩散系数研究, 中国地震局地质研究所。
- 刘远征、马瑾、马文涛, 2014, 探讨紫坪铺水库在汶川地震发生中的作用, 地学前缘, 21(1), 150~160。
- 刘远征, 2015, 水库诱发地震与孔隙压力扩散系数研究——以紫坪铺水库为例, 国际地震动态, (8), 46~47。
- 刘泽民、黄显良、倪红玉等, 2015, 2014 年 4 月 20 日霍山 M_s4.3 地震发震构造研究, 地震学报, 37(3), 402~410. doi: 10.11939/jass.2015.03.003。
- 马文涛、蔺永、苑京立等, 2013, 水库诱发地震的震例比较与分析, 地震地质, 35(4), 914~929。
- 缪森、朱守彪, 2012, 地下流体对地震孕育过程的影响研究综述, 地球物理学进展, 27(3), 950~959。
- 倪红玉、沈小七、洪德全等, 2015a, 2014 年金寨 M_L3.9 震群序列特征研究, 地震学报, 37(6), 925~936。
- 倪红玉、杨勋普、汪小厉等, 2015b, 基于 PTD 方法测定 2014 年金寨 M_L3.9 震群的震源深度, 华北地震科学, 33(3), 26~30。
- 汪小厉、倪四道、陈伟文等, 2015, 2011 年 11 月 6 日美国俄克拉何马 5.6 级地震震源参数测定及成因初步研究, 中国地震, 31(2), 308~318。
- 王博、蒋海昆、宋金, 2012, 水库诱发地震震级预测的统计研究, 地震学报, 34(5), 689~697。
- 杨晓源, 2009, 我国近年水库地震监测综述, 地表地磁观测与研究, 20(2), 3~15。
- 杨志高、张晓东, 2010, 紫坪铺水库地区蓄水前后视应力标度率变化研究, 地球物理学报, 53(12), 2861~2868。
- 袁曲, 2005, 三峡水库地震孕震机理与未来地震趋势初探, 地震地磁观测与研究, 26, (B10), 37~47。
- 姚大全、张杰、沈小七, 2006, 安徽霍山地区断层活动习性研究的新进展, 地球物理学进展, 21(3), 776~782。
- 周斌、李蕾、孙峰等, 2014, RIS 时空分布特征及其与库区地质构造环境的关系, 华南地震, 34(1), 1~10。
- Abercrombie R, Leary P, 1993, Source parameters of small earthquakes recorded at 2.5km depth, Cajon Pass, southern California; Implications for earthquake scaling, Geophysical Research Letters, 20(14), 1511~1514.
- Bent A L, Perry H C, 2002, Depths of eastern Canadian earthquakes from regional data, Seismological Research Letters, 73(2), 273~284.
- Biot M A, 1941, General theory of three ζ imensional consolidation, Journal of Applied Physics, 12(2), 155~164.
- Bock G, Grünthal G, Wylegalla K, 1996, The 1985/86 Western Bohemia earthquakes: Modelling source parameters with synthetic seismograms, Tectonophysics, 261(1), 139~146.
- Fehler M, 1991, Simultaneous inversion for Q and source parameters of microearthquakes accompanying hydraulic fracturing in granitic rock, Bulletin of the Seismological Society of America, 81(2), 553~575.
- Klein F W, 2007, User's guide to HYPOINVERSE-2000: A Fortran program to solve for earthquake locations and magnitudes, 1~123, US Geological Survey.
- Langston C A, 1987, Depth of faulting during the 1968 Meckering, Australia, earthquake sequence determined from waveform analysis of local seismograms. Journal of Geophysical Research: Solid Earth(1978-2012), 92(B11), 11561~11574.
- Ross A, Foulger G R, Julian B R, 1999, Source processes of industrially-induced earthquakes at the Geysers geothermal area,

- California, *Geophysics*, **64**(6), 1877~1889.
- Saikia C K, 2000, A method for path calibration using regional and teleseismic broadband seismograms: Application to the 21 May 1997 Jabalpur, India earthquake (M_w 5.8), *Currentence*, **79**(9), 1301~1315.
- Shapiro S A, Audigane P, Royer J J, 1999, Large-scale in situ permeability tensor of rocks from induced microseismicity, *Geophysical Journal International*, **137**(1), 207~213.
- Simpson D W, LEITH W S, SCHOLZ C H, 1988, Two types of reservoir-induced seismicity: *Bulletin of the Seismological Society of America*, **78**, 2025~2040.
- Talwani P, Acree S, 1984, Pore pressure diffusion and the mechanism of reservoir-induced seismicity, *Pure and Applied Geophysics*, **122**(6), 947~965.
- Talwani P, Chen L, Galalaut K, 2007, Seismogenic permeability, ks, *Journal of Geophysical Research Atmospheres*, **112**(B7), 3672~3672.
- Turcotte D L, Schubert G, 1982, *Geodynamics: Applications of Continuum Physics To Geological Problems*, John Wiley.

Determination of the focal depth of the Jinzhai earthquake swarm and the analysis of seismogenesis

Wang Xiaoli^{1,2)} Li Lingli^{1,2)} Yang Yuanyuan^{1,2)}

1) Earthquake Administration of Anhui Province, Hefei, 230031, China

2) Mengcheng National Geophysical Observatory, Mengcheng, 233500, Anhui, China

Abstract The Jinzhai earthquake swarm began to be active since August 2014 and then a series of inductive small-medium earthquakes occurred. According to the descriptions by the local residents, the earthquakes with the magnitude greater than $M_L \geq 1.0$ can be clearly felt, accompanied by brontides. As a result, it's necessary to study the accurate focal depth of the swarm. Focal depth phase sPL is applied to calculate the focal depth of this swarm and the result shows that the focal depth of 16 events is within 5km, shallower than the Huoshan M_s 4.3 earthquake which is in the same fault with the swarm and Tongcheng M_s 3.6 earthquake. In addition, hypoDD method is used to relocate the swarm and then obtained the expansion coefficient on the basis of relocation result. The expansion coefficient is $0.27\text{m}^2/\text{s}$ close to the results of Longtan and Xiaolangdi's. According to the characteristic of the Jinzhai earthquake swarm, a preliminary analysis of seismogenesis was carried on and got a conclusion that the swarm may be related to the reservoir.

Key words: Jinzhai earthquake swarm; Focal depth phase Expansion coefficient; Reservoir-induced