

# 流体触发2013年广西平果震群活动机理研究<sup>\*</sup>

李 帅<sup>1</sup>, 潘黎黎<sup>2♣</sup>, 严小敏<sup>3</sup>, 黄 辉<sup>4</sup>, 李细光<sup>2</sup>, 李志勇<sup>5</sup>

(1. 桂林理工大学 地球科学学院, 广西 桂林 541004; 2. 广西壮族自治区地震局, 广西 南宁 530022;  
3. 广西机电工业学校, 广西 南宁 530023; 4. 广西水文地质工程地质勘察院, 广西 柳州 545006;  
5. 中国地质大学(武汉) 地球科学学院, 湖北 武汉 430074)

**摘要:** 2013年广西平果地区发生浅源震群活动, 目前对于该震群活动的触发机制还存在争议。通过研究区构造裂隙渗透性调查, 发现NW向和近EW向断层或节理是深浅流体交换的主要通道, 浅表流体沿通道下渗形成深部地下流体带, 震前排泥库附近30 m高的壅水使地下流体的温压条件发生变化, 从而加速流体向右江断层带NW向次级断层和近EW向断层内部渗透。结合地震波形初动记录、ETAS模型 $\mu$ 值检验、震源机制解等, 推断平果震群是构造因素以及流体参与并触发断层浅部活动的结果, 其中震源深度大于3 km的地震主要是由于右江断裂带上盘构造背景应力较高且应力集中等原因引起, 而小于3 km的浅部震群活动则主要是由以下2个因素共同作用所触发: ①深部流体渗透作用改变了断层结构面上的原有应力状态, 降低了断层面的有效正应力和断层的有效强度, 增强了断层深部流体压力, 加速了浅部断层局部解锁滑动; ②浅表流体与深部承压流体的水力联系、沟通和交换, 改变了断层内部的温压条件和应力环境。

**关键词:** 流体; 岩溶; 右江断裂带; 平果震群; 广西

**中图分类号:** P315.723

**文献标识码:** A

**文章编号:** 1000-0666(2018)04-0559-09

## 0 引言

国内外许多学者认为与人类环境密切相关的活动, 如油气、采矿、地下热能开采、地下流体注入和水库蓄水等(杜运连等, 2008; 吴建超等, 2016)可引起局部构造应力场改变进而触发地震。有研究认为处于封闭承压状态的地下水会引起地壳应力和应变的显著变化(Bollinger *et al.*, 2010; 胡小静等, 2016); 岩溶发育地区的灰岩及白云岩中构造裂隙的连通和封闭将形成完全不同的水动力环境(Orlecka *et al.*, 2009; Grunthal, 2013); 水库蓄水或地下水动力条件的显著变化在岩溶发育区的特定构造部位可触发较大规模的震群活动, 如2010年“6·28”凌云—凤山震群(Jiang *et al.*, 2011)和2013年“6·16”平果震群(Li *et al.*, 2016; 龙政强等, 2015; 郭培兰等, 2016; 陆丽娟等, 2014; 张华等, 2014)。

2013年6月16日至7月29日, 广西平果地区发生浅源震群活动, 地震发生的第一天震源深度

为1~13 km, 之后地震的震源深度都在1~4 km。此次震群活动共记录到1 131次地震, 其中1.0~1.9级239次, 2.0~2.9级25次, 3.0~3.9级2次(郭培兰等, 2016), 具有震级小、震源浅、频度高、烈度大、持续时间长、破坏大的特点。不同学者从地震构造背景、水文地质条件、地震学和震源学等不同角度研究了该震群活动, 均认为地下流体对本次震群活动起重要作用(Li *et al.*, 2016; 龙政强等, 2015; 郭培兰等, 2016; 陆丽娟等, 2014; 张华等, 2014), 但其成因机制还存在争议。大部分学者认为2013年广西平果震群是天然地震、水库地震和塌陷地震等多种类型地震的叠加(龙政强等, 2015; 郭培兰等, 2016; 张华等, 2014), 也有学者认为其是流体触发的断层活动(Li *et al.*, 2016), 或是水库诱发地震(陆丽娟等, 2014)。本文在野外地震地质和水文地质调查基础上, 对广西平果震群断层和节理裂隙的发育特征、岩层渗透性及岩溶优势方位进行了解析, 对地下水动力条件及其触发断层活动的相关机制进行了讨论。

<sup>\*</sup> 收稿日期: 2017-07-24.

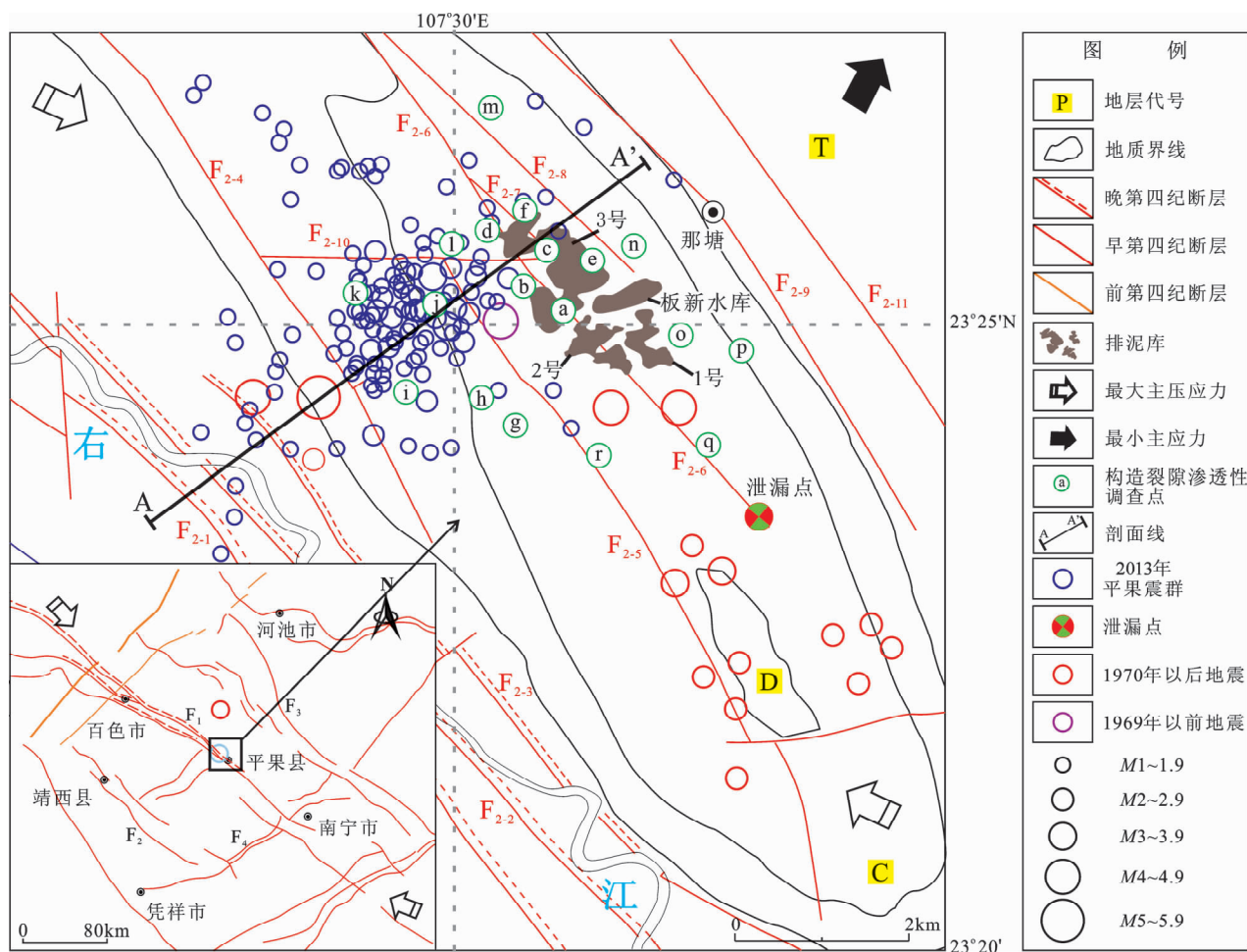
基金项目: 广西科学研究与技术开发计划项目(桂科攻14251008)资助.

♣通讯作者: 潘黎黎(1990-), 工程师, 主要从事构造地质学研究. E-mail: 137243562@qq.com.

## 1 地震构造背景和水文地质条件

2013 年平果震群发生于广西百色市平果县果化镇中铝广西分公司 3 号排泥库及其附近区域, 本文研究区包含该震群及其附近区域 (图 1)。与本次震群活动关系密切的右江断裂带穿过研究区, 该断裂带全长约 410 km, 总体走向  $310^{\circ} \sim 320^{\circ}$ , 由 3~5 条大致平行的断裂组成宽约 5~20 km 的断裂带, 主要倾向 NE, 倾角约  $60^{\circ}$ , 第四纪以来活

动性较强, 最新活动时代为晚更新世 (刘锡大等, 1987), 沿该断裂带历史上共记录  $M \geq 4\frac{3}{4}$  地震 7 次, 最大地震为 5.0 级。该断裂最新运动方式为左旋走滑兼正断, 水平滑动速率为  $1.47 \sim 1.98 \text{ mm/a}$ , 垂直运动速率为  $0.10 \sim 0.35 \text{ mm/a}$ 。该震群位于右江活动断裂带思林—坛洛段, 震群活动主要分布于雅朗背斜的  $F_{2-5}$ 、 $F_{2-6}$ 、 $F_{2-7}$ 、 $F_{2-8}$  等右江次级断裂上 (图 1), 这些断裂在中更新世晚期甚至晚更新世还在活动<sup>①②</sup>。自 1970 年有仪器记录以来, 震中 25 km 范围内记录显示: 2.0 级左右地震成群



$F_1$ : 靖西—崇左断裂带;  $F_2$ : 右江断裂带;  $F_3$ : 巴马—博白断裂带;  $F_4$ : 桂林—南宁断裂带;  $F_{2-1}$ : 果化—新安断裂;  
 $F_{2-2}$ : 濛劳—龙庄断裂;  $F_{2-3}$ : 龙拉—那艾断裂;  $F_{2-4}$ : 岑鲁断裂;  $F_{2-5}$ : 内银断裂;  $F_{2-6}$ : 下来断裂;  
 $F_{2-7}$ : 板下断裂;  $F_{2-8}$ : 大路断裂;  $F_{2-9}$ : 那塘断裂;  $F_{2-10}$ : 那荣断裂

图 1 2013 年广西平果震群地震构造图 (小震精定位资料来源: 李细光, 周斌, 2014)

Fig. 1 Seismotectonics map of Guangxi Pingguo earthquake swarm in 2013  
 (pricise location of small earthquake based on Li and Zhou, 2014)

① 广西水文地质工程地质勘察院. 2014. 中国铝业广西分公司 3#排泥库区域水文地质勘察报告.

② 广西壮族自治区地震局. 2014. 平果铅 3 号排泥库地震地质调查专题研究成果报告.

成丛发生，发生 3.0 级以上地震 12 次，4.0 级以上地震 6 次，最大地震为 1977 年 10 月 19 日果化 5.0 级地震。研究区附近历史地震和现今地震活动频繁，背景构造应力较强（张华等，2014）。

平果震群发生区域二叠和三叠地层岩溶作用较弱，泥盆和石炭地层岩溶发育，表现为峰林、峰丛、溶沟、溶槽、石牙、漏斗、溶蚀缝和溶洞。地下水以碳酸盐岩类岩溶水分布为主，是典型的岩溶水分布区。受新构造运动影响，地壳不断抬升，形成多层岩溶洞穴。3 号排泥库所在的水文地质单元，是一个由雅朗背斜构造控制的浅表岩溶水地下河系统—百利地下河系统。该系统的水文地质边界以自然地表分水岭为主，是一个相对独立的地下水补径排系统，一般情况下，地下水沿各自径流管道集中或阶梯状汇流，由北向南平行径流排泄（黄辉等，2014）。

2 构造裂隙渗透性与地下流体的形成

2.1 构造裂隙渗透性调查

节理等构造裂隙为地下水提供了运移通道，其发育程度和方位通常决定了岩溶的发育程度和方向，同时也有利于岩石和断裂带中浅表水的渗透（李志勇等，2015）。断裂对岩溶发育的影响及控制作用非

常显著。平果震群及其附近断层主要控制岩溶发育方向和发育强度。野外地质调查表明：研究区内构造发育，制约岩溶发育的主要结构面可分为 2 组，一组是平行区域构造线（NW－SE）的结构面，包括层面、断层面、平行断层的裂隙结构面等；另一组是垂直区域构造线（NE－SW）的结构面，包括横断层面、平行横断层的节理面等，震中区岩溶作用沿层面以及各种构造、节理裂隙结构面发育，形成地表以垂向岩溶形态为主、地下以水平岩溶通道发育为主的特点。为进一步研究岩溶发育程度与构造裂隙关系，在震群 4 km 范围内对 18 个露头点进行岩溶发育优势方位的调查和统计（图 2，表 1），其中 a，b，c，d，n，o，p，q，r 点岩性为富水性中等至强灰岩，透水性较强；e，f，g，l 点岩性为富水性弱的白云岩；h，i，j，k，m 点岩性为富水性弱的灰岩。

从图 2 和表 1 可以看出：18 个测点的岩溶优势方位主要为 NW 向和近 EW 向。在富水性中等至强的灰岩区，虽断裂构造以 NW 向为主，但其中也发育近 EW 向岩溶作用，如 a，b，c，d，o，r 点，而距 NW 向断层较近的部位由于 NW 向的节理裂隙密集，岩石较破碎，引起这些部位在 NW 方向发生溶蚀作用，如 n，p，q 点；富水性弱的白云岩地区，优势方向主要为 NW 向和近 EW 向，如 e，f，g 点；

表 1 震群附近岩溶发育优势方位统计  
Tab. 1 Preferred orientation of karst in earthquake swarm zone

测点	岩性	富水性	附近断层	岩溶发育优势方位
a	灰岩	中等至强	NW 向 F <sub>2-6</sub> 、近 EW 向 F <sub>2-10</sub>	近 EW、NW
b	灰岩	中等至强	NW 向 F <sub>2-6</sub> 、近 EW 向 F <sub>2-10</sub>	近 EW、NW
c	灰岩	中等至强	NW 向 F <sub>2-7</sub> 、近 EW/NE	近 EW、局部 NS
d	灰岩	中等至强	NW 向 F <sub>2-7</sub> 、近 EW/NE	近 EW、局部 NS
e	白云岩	弱	NW 向 F <sub>2-7</sub>	近 EW
f	白云岩	弱	NW 向 F <sub>2-7</sub>	近 EW
g	白云岩	弱	NW 向 F <sub>2-5</sub> 、NE	近 EW、NW
h	灰岩	弱	NW 向 F <sub>2-5</sub>	近 EW、NW
i	灰岩	弱	NW 向 F <sub>2-5</sub> 、F <sub>2-4</sub>	近 EW
j	灰岩	弱	NW 向 F <sub>2-5</sub>	近 EW、NW
k	灰岩	弱	NW 向 F <sub>2-5</sub> 、F <sub>2-4</sub>	近 EW
l	白云岩	弱	NW 向 F <sub>2-6</sub>	NW
m	灰岩	弱	NW 向 F <sub>2-8</sub>	NW
n	灰岩	中等至强	NW 向 F <sub>2-8</sub> 、F <sub>2-9</sub>	NW
o	灰岩	中等至强	NW 向 F <sub>2-5</sub> 、F <sub>2-7</sub> /F <sub>2-8</sub> 、NE	近 EW
p	灰岩	中等至强	NW 向 F <sub>2-6</sub> 、F <sub>2-9</sub>	NW
q	灰岩	中等至强	NW 向 F <sub>2-6</sub> 、F <sub>2-9</sub>	NW
r	灰岩	中等至强	NW 向 F <sub>2-5</sub> 、F <sub>2-7</sub> /F <sub>2-8</sub> 、NE	近 EW

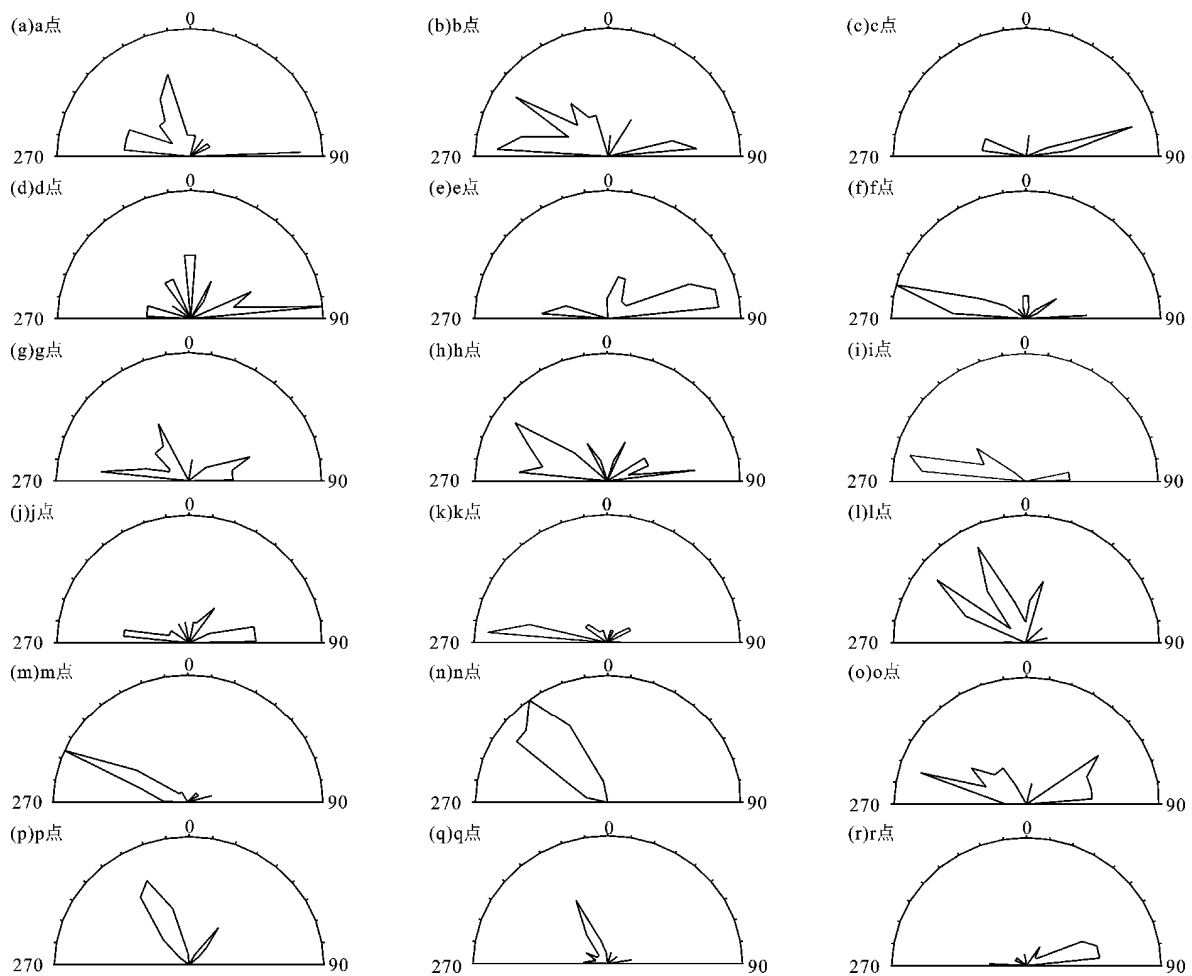


图2 震群附近岩溶发育优势方位玫瑰花图

Fig. 2 Rosette diagram of preferred orientation of karst in earthquake swarm zone

富水性弱的灰岩区,断层发育较少,由断裂作用直接形成的节理裂隙少,大部分节理裂隙是由区域构造应力作用形成,溶蚀作用优势方位为NW向和近EW向,如h, i, j, k点。

Li等(2016)将震群附近灰岩地带和断裂带的10余个样品在围压为500 psi的压力条件下进行渗透率测试,结果显示灰岩的渗透率普遍较低,被充填的封闭裂隙渗透率为0.001~0.002 mD,平行于断层面的断层角砾岩的渗透率相对较高,达到0.3 mD,是垂直于断面渗透率的40倍。这与研究区实际野外调查的岩溶优势方位与构造裂隙方位大体一致的事实相吻合。

## 2.2 地下流体的形成

研究区位于分水岭地带,地下水水位与流量随季节变化,具有气象型动态变化特征。对地下水动态特征分析发现,研究区稳定水位期时间比天然水点短暂,甚至不存在稳定水位期,水位一

直处在衰减状态,表明其附近有水位较低的排泄基准面或集中排泄通道,含水层岩溶径流通道空间结构复杂(黄辉等,2014)。研究区构造裂隙渗透率调查结果表明流体各方向渗透率明显受区域构造应力场和断裂构造共同控制(Li et al., 2016)。研究区区域主压应力方向为NW300°~310°(宋方敏等,2004),主拉应力方向NE30°~40°,主要发育NW向断裂构造。尽管NW向断层十分发育,但靠近NW向断层也发育有近EW向的溶蚀作用,与主压应力方向成一定夹角,地下流体主要沿NW向断层和近EW向断层或裂隙下渗,NW和近EW向断层或裂隙是浅表岩溶水与深层热水系统沟通交换的主要通道。野外地震地质调查表明,近EW向断层构造破碎带宽,构造裂隙发育,结构松散,胶结差,渗透性好,导水性好,断层带上岩溶非常发育(李细光,周斌,2014),如:F<sub>2-10</sub>是沟通各个NW向断层的

主要连接渠道,地下水沿 NW 向断层和近 EW 向断层及其影响带进行深部循环而发育了沿断层分布的深部流体带。地球物理勘探和钻孔资料也揭示出浅表流体存在沿断层下渗并向更深方向发育的趋势,可能沿断层流体到达深度大于 1 000 m 的位置(黄辉等, 2014)。

### 3 流体触发浅层断层活动

#### 3.1 地下流体温压条件的改变

研究区垂向上分布有 2 层地下水系统,分别为浅表岩溶水和深部热液流体系统。在平果震群发生前,深部热液流体与上部浅表地下水不存在水力联系或联系不密切,属隐伏于背斜及向斜构造深部的半封闭深部地下流体系统(李细光, 周斌, 2014)。水文地质调查表明,自 2012 年底 3 号排泥库开始蓄水以来,受严重的人为和自然水土流失的影响,东支流管道在板新水库(图 1)至上来屯一带的山区管道段发生堵塞(或淤塞)现象,改变了该支流管道的径流排泄状态,使 3 号排泥库和板新水库一带地下水位壅高 30 m 左右(黄辉等, 2014),直接导致浅表岩溶水沿构造裂隙加速向深部运移,区内的水文地质条件发生了重大变化。震群发生前,排泥库附近存在高达 30 m 的壅水,静水压力的增强加速了浅表流体沿断层、裂隙渗透,在 NW 向断层和近 EW 向断层或裂隙的共同作用下,流体加速向 NW 向右江断层及其次级断裂内部渗透,浅表水加速与深层地下水进行交换,改变了深部地下流体带的温压条件。

#### 3.2 流体与震群活动

流体触发的地震由于有水的润滑作用,在震源体岩石开始破裂或溶洞发生形变时,地震台记录的波形与构造地震、塌陷地震、人工爆破地震等波形区别在于出现初动不清且呈现周期较大而振幅较小的初始震波。平果台记录到 2013 年 6 月 21 日平果 3.0 级地震(该震群中第一个 3.0 级地震)波形特征显示, P, S 波周期较大,衰减近似指数衰减,持续时间较长,且高频成分少。震群波形的震相单一,短周期面波发育。从波形上看,这次震群波形特征同水库诱发地震波形类似(张华等, 2014),这说明在该次地震最初时段是有流体参与的。

为了检测流体触发地震活动的程度,采用滑

动时间窗拟合之后得到的背景地震活动率  $\mu$  值变化对地震序列进行分析。图 3 是采用 10 d 累计、2 d 滑动的方式计算 ETAS 模型  $\mu$  值,可见总体上  $\mu$  值较高,尤其是前期,因而流体的作用不能排除。对照震群 6 月下旬至 7 月上旬的小震密集时段,流体触发尤其强烈。随着时间的推移,  $\mu$  值降低,流体作用趋于减弱(李细光, 周斌, 2014)。尽管流体触发作用较强,但由于流体触发地震占有地震的比例仅为 34% ( $R_b = 0.34$ ),近 2/3 的地震属于序列自激发产生(张华等, 2014),这表明断裂构造活动才是这次震群活动的主因。

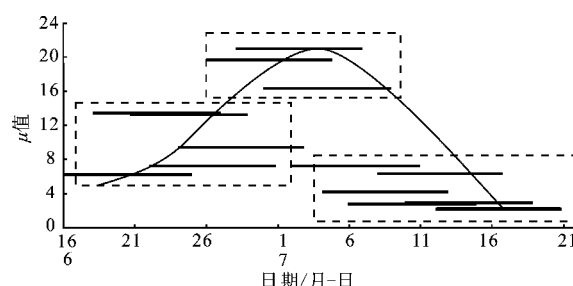


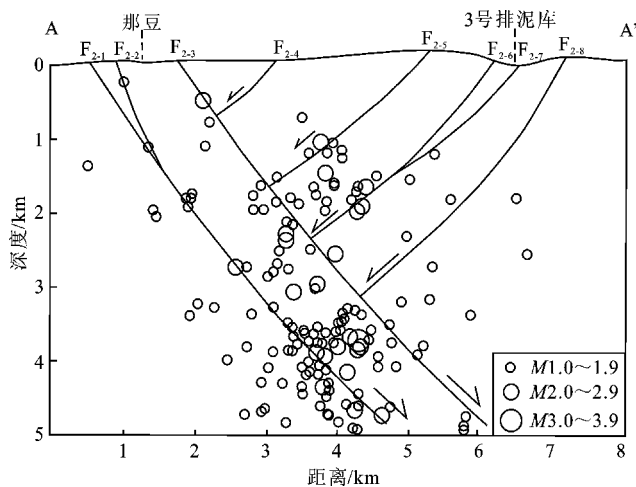
图 3 2013 年 6 月 16 日至 7 月 21 日平果震群  $\mu$  值随时间的变化(李细光, 周斌, 2014)

Fig. 3 The variation of  $\mu$  value of Pingguo earthquake swarm with time from Jun. 16 to Jul. 21, 2013 (Li, Zhou, 2014)

#### 3.3 震群活动是岩溶区浅层断层活动的结果

张华等(2014)采用双差定位方法对平果震群 267 次  $M_L \geq 1.0$  地震进行重新定位,发现 2013 年 6 月 16、17 日泥浆泄漏前地震的震中主要分布在  $F_{2-4}$ 、 $F_{2-5}$ 、 $F_{2-6}$ 、 $F_{2-7}$ 、 $F_{2-8}$  和  $F_{2-10}$  等断层上,其中  $M_L \geq 2.0$  地震主要分布在断层的交汇部位(图 1),说明该震群与断裂构造关系密切。泥浆泄漏后地震的震中平面主要分布在右江断裂带上盘的 NW 向次级断裂与近 EW 向断裂交汇部位附近约 40 km<sup>2</sup> 的区域(图 1)。剖面上这些地震的震源深度较浅,大部分在 5 km 以内,震中大部分位于右江断裂带上盘次级断裂上或它们的交汇部位,与研究区断裂构造关系密切(图 4、图 1 中 A-A' 剖面),流体触发的震群活动实际上是岩溶区浅层断层活动的结果。采用振幅比与 P 波初动联合求解得到的研究区 11 次  $M_L \geq 2.3$  地震震源机制(图 5),显示 P 轴方位主要为 290°~350°,仰角较小,与研究区现今构造应力场方向一致(Li et al, 2016; 龙政强等, 2015; 郭培兰等, 2016; 陆丽娟

等, 2014; 张华等, 2014), 表明该震群是构造活动的结果。震源机制解结果也表明  $M_L \geq 2.3$  地震



$F_{2-1}$ : 果化—新安断裂;  $F_{2-2}$ : 濠劳—龙庄断裂;  $F_{2-3}$ : 龙拉—那艾断裂;  $F_{2-4}$ : 岑鲁断裂;  $F_{2-5}$ : 内银断裂;  $F_{2-6}$ : 下来断裂;  $F_{2-7}$ : 板下断裂;  $F_{2-8}$ : 大路断裂

图4 小震精定位后的震源深度与断层关系的横切剖面图

Fig. 4 Cross section profile of the relationship between focal depth of earthquake swarms after precision location and faults

的破裂主要以 NW 向和 NEE 向或 NNE 向为主 (图 5), 其中 NW 向节面走向大部分与研究区 NW 向右江断裂带的次级断裂吻合, NEE 向节面可能与研究区 NEE 向断层活动有关。

## 4 讨论与分析

### 4.1 平果震群不是岩溶塌陷地震

岩溶塌陷地震产生的必备条件主要有: (1) 大型岩溶空腔的存在, 空腔的大小决定塌落体动能的大小; (2) 不充水或是半充水状态的大型岩溶空腔易产生顶板塌落地震, 充满水的岩溶空腔, 由于水的浮托力的作用, 塌落体的势能大大消减, 尽管发生了顶板塌落也难以引起地震。通过对研究区岩溶水文地质条件的调查分析, 认为研究区基本不具备以上条件。在平果震群发生前, 研究区地下水位已经高于 3 号排泥库库底, 超过 10 m, 所有岩溶空腔已全部充满地下水。另一方面, 水文地质钻探表明, 研究区溶洞最高 8 m, 大部分高度都在 2 m 以下 (黄辉等, 2014), 这种水文地质条件下产生岩溶塌陷地震的可能性很小。

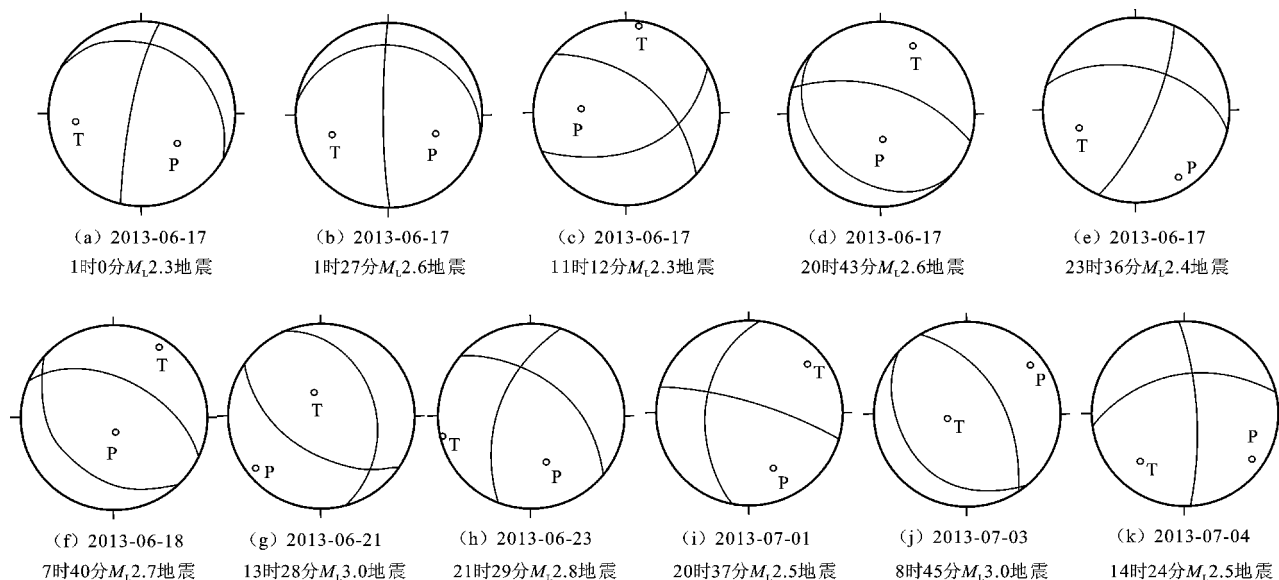


图5  $M_L \geq 2.3$  地震震源机制解 (据郭培兰等, 2016)

Fig. 5 Focal mechanism of the  $M_L \geq 2.3$  earthquakes (based on Guo *et al.*, 2016)

### 4.2 活动机理分析

李志勇等 (2015) 在研究凌云—凤山震群时曾推导出在一定的构造应力背景和深度条件下, 触发断层滑动所需要的最小流体压力为:

$$P_f = \rho_f gh - \sigma_T / 2 \sin \varphi \quad (1)$$

式中:  $P_f$  为流体压力;  $\rho_f$  为流体密度;  $g$  为重力加速度;  $h$  为深度;  $\sigma_T$  为地壳深部的差应力;  $\varphi$  为最大主应力  $\sigma_1$  与断层面夹角。



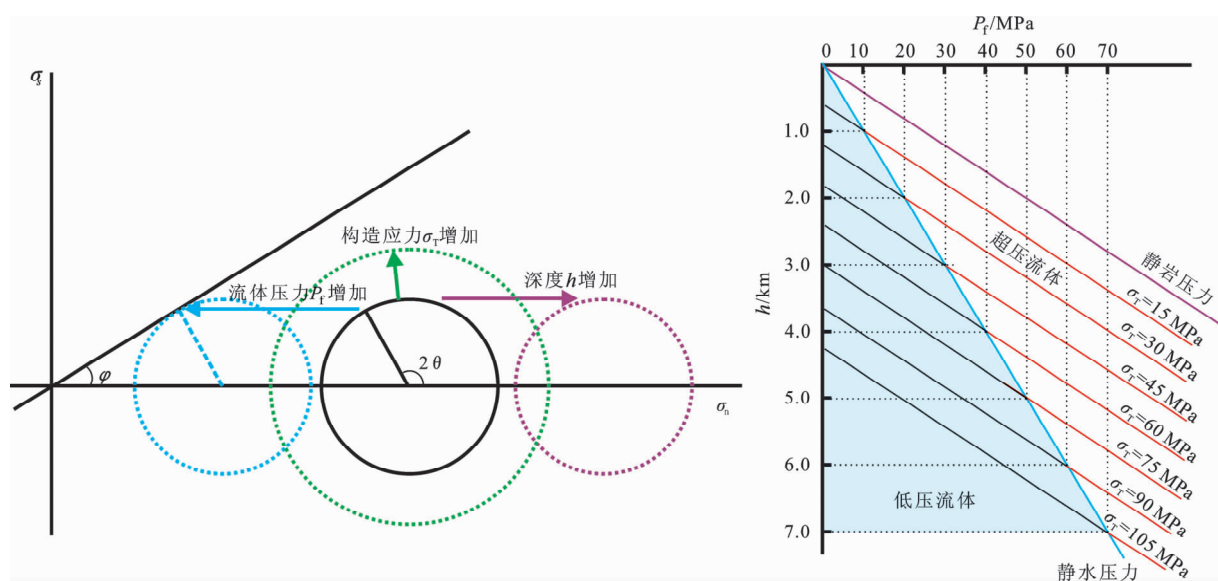
流体作用下的断层滑动准则可表达为莫尔图解 (图 6a), 断层带内流体压  $P_f$  的增加, 使应力莫尔圆向左平移, 平移至与包络线相切的距离, 即为触发断层滑动所需的流体压力。构造应力  $\sigma_T$  的增加, 使应力莫尔圆半径增加, 当与包络线相切, 达到临界值时, 触发断层滑动。随着深度  $h$  的增加, 岩石静岩压力增加, 使应力莫尔圆向右平移, 需要更大的构造应力或流体压力才能触发断层滑动。

不同构造应力和深度条件下, 触发断层滑动所需的流体压力关系如图 6b 所示。在同一深度, 构造应力越大, 流体对断层的影响越大。同一构造应力条件下, 深度越深, 触发断层滑动的流体所需流体压力越大。随着深度的增加, 静岩压力越大, 流体压力对断层滑动的影响越小。Hunt (1990) 根据阿拉斯加 Cook Inlet 盆地地下流体压力的研究, 认为 3 ~ 4 km 深度处为具有低渗透率的压力密封层 (pressure seal unit), 3 km 以内为正常流体深度。因此, 地表流体通过渗透的最大影响深度一般不超过 3 km。也就是说, 地表流体对断层影响的深度是有限的, 地表水的下渗很难触发断层的完全解锁和深部滑动。从 LOCSAT 定位的震源深度剖面上也可以看出, 震源深度 3 km 以内的地震散布在右江断裂带上盘, 与断裂构造有一定关系但不是很密切, 震源深度大于 3 km 的地震则密集分布在右江断裂带次级断裂和上盘反向断裂

的交汇部位附近 (图 1), 与断裂构造关系密切, 说明震源深度 3 km 以内的地震主要是流体触发的, 震源深度大于 3 km 是构造地震的可能性较大。

平果震群发生前, 深部就存在承压的热液储层, 流体渗透作用已经改变了断层结构面上的应力状态, 导致断层面上孔隙流体压力增加, 并进一步降低了断层面的有效正应力和断层的有效强度, 有利于浅层部位断层的局部解锁滑动。平果震群发生时, 3 号排泥库附近存在高达 30 m 左右的壅水, 在高水头压力作用下, 浅表流体迅速渗透到近 EW 向  $F_{2-10}$  断裂和右江断裂带上盘 NW 向次级断裂, 浅表断层局部解锁活动, 形成浅层局部应力场异常, 并使断层附近的岩溶洞穴和构造裂隙形成离散的封闭性超压流体, 从而发生密集的浅层低震级震群活动。同时浅表流体与深部承压流体开始了水力联系、沟通和交换。研究区水文地质条件发生了重大变化, 深浅流体联系一方面会引起浅层局部应力变化, 另一方面, 地震使深部热液流体通过断裂活动上升至浅部, 地下热水直接出露地表或与浅表岩溶水混合后出露地表, 地震发生一天后 3 号排泥库泄漏处 (图 1) 水温达 46 °C, 浅部流体与深部流体得到快速交换循环, 快速影响断层内部的温压条件和应力环境, 从而引发震源深度 3 km 以内的浅部震群活动。

研究区位于较高构造背景应力的右江断裂带上盘, 且 NW 向断裂和近 EW 向断裂在此交汇 (图 1),



(a) 流体作用下断层滑动准的应力莫尔图解

(b) 断层内流体孔隙压力触发断层滑动影响深度

图 6 断层内流体孔隙压力触发断层滑动的应力模型 (据李志勇等, 2015)

Fig. 6 Stress model showing fault slip triggered by pore - fluid pressure (based on Li *et al.*, 2015)

有利于构造应力的集中,同时研究区自 1977 年后再没有发生过 5 级以上地震,20 多年的应力应变积累,可能已经在研究区形成应力集中区。流体触发浅部断层活动和研究区构造应力集中共同作用导致浅层断层及裂隙发生滑动,从而在右江断裂带上盘 NW 向断裂和近 EW 向断裂交汇部位附近触发密集的震源深度大于 3 km 的浅层震群活动。

## 5 结论

本文通过对 2013 年广西平果震群区构造裂隙渗透性进行调查,在前人研究基础上,结合地震波波初动记录、ETAS 模型  $\mu$  值检验、震源机制解等参数的综合分析及讨论,获得如下几点主要认识:

(1) 研究区岩石和构造裂隙的渗透率受区域构造应力场和断裂构造共同控制,岩溶发育优势方位主要为 NW 向和近 EW 向。地下水的渗透活动主要是沿着断裂走向进行的,地下流体主要沿 NW 向和近 EW 向断层下渗而形成深部地下流体带。

(2) 震前排泥库附近 30 m 高的壅水加速浅表水向右江断裂带及其次级断裂内部渗透,浅表断层局部解锁活动,形成浅层局部应力场异常,并使断层附近的岩溶洞穴和构造裂隙形成离散的封闭性超压流体,从而发生密集的浅层低震级震群活动。波形的初动记录和 ETAS 模型  $\mu$  值检验也表明流体参与并触发了震群活动。

(3) 2013 年平果震群是构造因素以及流体参与并触发断层浅部活动的结果,其中震源深度大于 3 km 的地震主要是由右江断裂带上盘构造背景应力较高且应力集中等构造因素引起,而小于 3 km 的浅部震群活动则主要是由以下 2 个因素共同作用所触发:①深部流体渗透作用改变了断层结构面上的原有应力状态,降低了断层面的有效正应力和断层的有效强度,增强了断层深部流体压力,加速了浅部断层局部解锁滑动;②浅表流体与深部承压流体的水力联系、沟通和交换,改变了断层内部的温压条件和应力环境。

## 参考文献:

- 杜运连,王洪涛,袁丽文. 2008. 我国水库诱发地震研究[J]. 地震,28(4):39-51.
- 郭培兰,龙政强,何嘉幸,等. 2016. 2013 年 6 月广西平果 3 级震群地震活动特征分析[J]. 华南地震,36(1):87-96.
- 胡小静,付虹,毕青. 2016. 基于年降水干扰排除的云南地区地下水位群体异常研究[J]. 地震研究,39(4):545-552.
- 李志勇,李细光,严小敏,等. 2015. 广西凌云—凤山“6.28”震群:岩溶发育区流体触发断层浅层活动机理[J]. 地球科学,40(10):1667-1676.
- 刘锡大,侯建军,游象照. 1987. 右江断裂带的新构造活动[J]. 地震研究,10(2):47-55.
- 龙政强,姚宏,阎春恒,等. 2015. 2013 年 6 月广西平果震群特征及成因分析[J]. 华南地震,35(2):89-95.
- 陆丽娟,史水平,周斌. 2014. 广西平果 2013 年震群震源参数特征[J]. 地震地磁观测与研究,35(5/6):21-28.
- 宋方敏,李传友,陈献程,等. 2004. 右江断层带晚更新世活动的若干地质地貌证据及位移速率[J]. 地震地质,26(4):611-621.
- 吴建超,陈蜀俊,陈俊华,等. 2016. 三峡水库蓄水后仙女山断裂北段数值模拟及其孕震机理研究[J]. 地震研究,39(2):218-223.
- 张华,蒋海昆,姚宏,等. 2014. 2013-06 广西平果小震群及发震机理探讨[J]. 大地测量与地球动力学,34(4):88-95.
- Bollinger L, Nicolas M, Marin S. 2010. Hydrological Triggering of the Seismicity around a Salt Diapir in Castellane, France[J]. Earth and Planetary Science Letters, 290 (1-2): 20-29. doi: 10.1016/j.ti. 2009. 11. 051.
- Grunthal G. 2013. Induced Seismicity Related to Geothermal Projects Versus Natural Tectonic Earthquakes and Other Types of Induced Seismic Events in Central Europe [J]. Geothermics, 52 (9): 22-35. doi:10.1016/j.geothermics. 2013. 09. 009.
- Hunt J M. 1990. Generation and Migration of Petroleum from Abnormally Pressured Fluid Compartments[J]. AAPG Bulletin, 74(1):1-12.
- Jiang H K, Yang M L, Sun X J, et al. 2011. A Typical Example of Locally Triggered Seismicity in the Boundary Area of Lingyun and Fengshan Following the Large Rainfall Event of June 2010[J]. Chinese Journal of Geophysics - Chinese Edition, 54(10):2606-2619.
- Li Z Y, Li X G, Mohammed A S, et al. 2016. A Secondary Sludge Flow Hazard Induced by Shallow - source Seismic Activity in Karst Mining Area, Guangxi, South China: Localized Karstification in Anticline [J]. Natural Hazards, 83(1):75-95.
- Orlecka S B, Papadimitriou E E, Kwiatek G. 2009. A Study of the Interaction among Mining - induced Seismic Events in the Legnica - Głogów Copper District, Poland [J]. Acta Geophys. Special Section: Triggered and Induced Seismicity, 57(2):413-434.



## Research on Mechanism of Fluid Triggering 2013 Pingguo Earthquake Swarm in Guangxi

LI Shuai<sup>1</sup>, PAN Lili<sup>2</sup>, YAN Xiaomin<sup>3</sup>, HUANG Hui<sup>4</sup>, LI Xiguang<sup>2</sup>, LI Zhiyong<sup>5</sup>

(1. School of Geoscience, Guilin University of Technology, Guilin 541004, Guangxi, China)

(2. Earthquake Agency of the Guangxi Zhuang Autonomous Region, Nanning 530022, Guangxi, China)

(3. Guangxi Mechanical and Electronic Industry School, Nanning 530023, Guangxi, China)

(4. Hydrogeology and Engineering Geology Survey Institute of Guangxi, Liuzhou 545006, Guangxi, China)

(5. School of Earth Sciences, China University of Geosciences, Wuhan 430074, Hubei, China)

### Abstract

In 2013, an earthquake swarm with shallow depth occurred in Guangxi Pingguo, and its triggering mechanism is still discussed. According to the survey on the permeability of structural fissures in the study area, we found that the faults or joints in NW and EW were the main paths for exchanging between the deep and the shallow fluids, and the shallow fluid infiltrated along the paths to forming the underground fluid zone. The 30 m high tailing pond retained water around sludge drainage before the earthquake changed the temperature and press of original underground fluid, which hastening the fluid flow to the secondary fault in NW of Youjiang fault zone and faults in EW. Combined with initial motions of seismic wave,  $\mu$  - value test of the ETAS model and focal - mechanism solutions, we induced that the 2013 Pingguo earthquake swarm was caused by tectonic factor and the fluid participated in and triggered shallow faults. The earthquakes whose focal depth is above 3 km were caused by the high stress and stress concentration on the hanging wall of the Youjiang fracture zone. The other earthquakes whose focal depth is under 3 km triggered by following factors: ①The osmosis of deep fluid changed the original stress system and reduced the available normal stress and effectively strengthened of faults surface. Also it improved the press of deep fluid in the fault zone and hastened the local unlocking and slipping of shallow faults. ②The hydraulic contact, communication and exchanging between the shallow and deep fluids changed the temperature, press and stress environment.

**Keywords:** fluid; Karst; Youjiang fault zone; Pingguo earthquake swarm; Guangxi