

《四川地震》 第6届编辑委员会

主 编：雷建成

副主编：杜 方 易桂喜 周荣军

编 委：（按姓氏笔画排序）

马胜利 车 时 王 彬 王兰民 王庆良 王志鹏 王续本
 王翠芳 龙 锋 刘 杰 孙 玮 孙柏涛 朱 航 乔 森
 何 强 何玉林 李 勇 李永强 杨永林 杨兴国 苏金蓉
 吴微微 吴建春 张茂军 张建国 张致伟 陈维锋 周 玮
 金 星 官致君 赵 永 胡 斌 徐 锐 郭 勇 郭红梅
 姚运生 顾林生 龚 宇 黄丁发 黄剑涛 韩 进 彭长虹
 廖 华 熊 峰 戴仕贵

四川地震

二〇二一年 第二期

总第一七九期

四川地震

Sichuan Dizhen EARTHQUAKE RESEARCH IN SICHUAN



四川地震 Sichuan Dizhen
 （季刊，1977年创刊）
 2021年第2期（总第179期）2021年6月

EARTHQUAKE RESEARCH IN SICHUAN
 （Quarterly, Started in 1977）
 No.2, (Series No.179) June 2021

主办单位：四川省地震局
 编辑出版：《四川地震》编辑部
 主 编：雷建成
 发行订购：《四川地震》编辑部
 地 址：四川省成都市人民南路三段29号
 邮政编码：610041 电话号码：028-85436543
 国外发行：中国国际图书贸易集团有限公司
 北京海淀区车公庄西路35号 100048
 国外发行代号：QR733
 排版印刷：成都金龙印务有限责任公司

Sponsor: Sichuan Earthquake Agency
 Editor: 《Earthquake Research in Sichuan》 Edit Office
 Editor-in-chief: LEI Jiancheng
 Printer and Distributor: Edit Office of ERS
 Address: No.29, 3rd Section of South Renmin Road,
 Sichuan Chengdu 610041, China
 Distributor Abroad: China International Publishing
 Group Ltd.Co.
 Printer: Chengdu Golden Dragon Printing Ltd. Co.

公开发行 中国标准连续出版物号：ISSN 1001-8115
 CN 51-1163/P

国内定价：10.00元/册



2021.2

四川省地震局 主办

《中国核心期刊(遴选)数据库》收录期刊
《中国学术期刊综合评价数据库》源期刊
《中国学术期刊(光盘版)》入编期刊

《中国期刊全文数据库》收录期刊
《中文科技期刊数据库》入编期刊
《万方数据数字化期刊群》入编期刊

2021 年第 2 期

四川地震

(季刊)

总第 179 期

目 次

2020 年地震活动综述	杜 方(1)
利用水系方位角和 GPS 数据研究龙门山后山断裂运动模式	李 伟,谢 超,程宏宾,冯 兵(7)
利用 GPS 研究汾渭断陷带现今变形	曾亚光,李 伟,刘 韶(11)
用主成分分析方法综合分析鲜水河断裂带跨断层形变资料	罗 宇,张 文(18)
鲜水河炉霍段断层现今活动特征	杨 鹏,彭丽媛(24)
装配式屈曲约束支撑在北京某高层建筑中的应用研究	胡挺益,王振华(29)
成都地震基准台及其下属台站地磁干扰类型和数据预处理分析	廖绍欢,李雪浩,魏嘉曦(36)
山西定襄七岩泉水化学特征分析	刘俊芳,范雪芳,郭宝仁,郭 宇,高文玉,刘金柱(42)

主 编 雷建成
责任编辑 吴 江
编 辑 魏娅玲 周文英 梁明剑

期刊基本参数:CN 51 - 1163/P * 1977 * q * A4 * 48 * zh * P * ¥10.00 * 1000 * 8 * 2021 - 6
电子信箱:scdz@ sedzj. gov. cn(备用邮箱:scdzjb@ 163. com)

EARTHQUAKE RESEARCH IN SICHUAN

(Quarterly, Started in 1977)

No. 2 2021 Series 179

CONTENTS

Summary of Earthquake Activities in 2020	DU Fang(1)
Study on the Fault Movement Model of the Backmountain of Longmen Mountain Based on the Azimuth Angle and GPS data	LI Wei, XIE Chao, CHENG Hongbin, FENG Bin(7)
Contemporary Deformation of the Fenwei Faulted Zone From Global Positioning System Data	ZENG Yaguang, LI Wei, LIU Shao(11)
Comprehensive Analysis of Cross fault Deformation data of Xianshuihe fault zone by Principal Component Analysis	LUO Yu, ZHANG Wen(18)
Current Activity Characteristics of Xianshui River Luhuo Fault	YANG Peng, PENG Liyuan(24)
Application of Assembled BRB Damping Technology in a High-rise Building in Beijing Sub-center	HU Tingyi, WANG Zhenhua(29)
Geomagnetic Interference Types and Data Preprocessing Analysis of Chengdu Earthquake Monitoring Center Station and its Subordinate Stations	LIAO Shaohuan, LI Xuehao, WEI Jiayi(36)
Geochemical characteristics of Qiyan spring in Dingxiang, Shanxi Province	LIU Junfang, FAN Xuefang, GUO Baoren, GUO Yu, GAO Wenyu, LIU Jinzhu(42)

Managing Editor for this issue :WEI Yaling, ZHOU Wenyong and LIANG Mingjian

Translator for English Abstract : DU Fang

E-mail: scdz@scdzj.gov.cn

2020年地震活动综述

杜方

(四川省地震局,四川成都 610041)

摘要:本文回顾总结了2020年地震活动,从全球到局部,呈现了全球、中国和四川的地震活动概况;分析了全球、中国和四川地震活动的特征;记叙了2020年四川区域内发生的突出地震事件;追踪了2008年汶川8.0级地震以来四川区域内发生的3次7级以上地震和2019年发生的长宁6.0级地震震群的余震活动。结果显示:2020年全球 $M_s \geq 7.0$ 地震活动特征呈现低频次、低强度,主体地区为环太平洋地震带;我国周边未发生 $M_s \geq 7.0$ 地震,表明影响我国地震活动的动力边界活动偏弱,我国大陆和邻区地震活动表现出频次低、强度弱的特点,地震分布总体显示强度西部强于东部,区域上显示 $M_s \geq 5.0$ 级地震分布于青藏地块、西域地块和华南地块;中国台湾及其附近海域地震活动频次和强度也明显偏低;四川区域地震活动强度继续呈现东部强于西部的特征,5级以上地震零散发生,5级以下地震活动相对集中在川东南部、龙门山断裂带和川滇菱形地块东边界三个区域;2008年汶川8.0级地震余震持续活跃;2013年芦山7.0级地震余震的强度和频次明显减弱;2017年九寨沟7.0级地震余震的强度和频次均衰减明显;2019年发生的长宁6.0级地震震群在2020年仍继续活动,强度明显减弱,小震频次依然密集。

关键词:地震活动;地震事件;余震;震群

中图分类号:P315

文献标识码:B

文章编号:1001-8115(2021)02-0001-06

DOI:10.13716/j.cnki.1001-8115.2021.02.001

对2020年全球 $M_s \geq 7.0$ 级、中国大陆 $M_s \geq 5.0$ 级以及四川区域的地震活动回顾总结,有助于分析认识全球到局部的地震活动特征;认识我国大陆动力边界的地震活动对我国大陆地震活动的影响;综述四川区域突出地震事件;追踪2008年5月12日汶川8.0级、2013年4月20日芦山7.0级、2017年8月8日九寨沟7.0级和2019年长宁6.0级地震震群的持续余震活动,可进一步分析认识四川区域的地震活动特征。

1 2020年地震活动概况

1.1 全球7级地震活动概况

据中国地震台网测定,2020年全球共发生 $M_s \geq 7.0$ 地震10次,无 $M \geq 8.0$ 地震发生。最大地震为2020年7月22日美国阿拉斯加州以南海域7.8级。全球 $M_s \geq 7.0$ 地震活动主体地区仍然为环太平洋地震带,我国周边未发生 $M_s \geq 7.0$ 地震(见图1)。1900年以来全球 $M_s \geq 7.0$ 地震震级和频次显示:2020年全球 $M_s \geq 7.0$ 地震活动频次(10次)略低于1900年以来的年频次均值18次(见图2;刘自凤等,2019)。总体来看,2020年度全球 $M_s \geq 7.0$ 地震呈现频次低、强度弱的活动特征。

1.2 中国大陆及邻区地震活动概况

据中国地震台网测定,2020年中国大陆及邻区($18^\circ \sim 55^\circ N, 70^\circ \sim 135^\circ E$)共发生 $M_s \geq 5$ 级地震28次(包括中国台湾及其附近海域7次)(见图3),其中:5.0~5.9级25次(含中国台湾及其附近海域7次);6.0~6.9级3次。2020年突出地震事件(见图3): $M_s \geq 6.0$ 级地震3次,分别为1月19日新疆伽师6.5级、6月26日新疆于田6.4级和7月23日西藏尼玛6.6级地震。

从空间分布来看,中国大陆 $M_s \geq 5.0$ 地震主体活动区域与2019年相比有所改变,2020年主要分布在西域、青藏和华南地块(图3)。西域地块集中发生11次(含2次6级以上),1月19日新疆伽师6.5级和6月26日新疆于田6.4级地震;青藏地块集中发生7次(含1次6级以上),即7月23日西藏尼玛县6.6级地震;

收稿日期:2021-03-16

作者简介:杜方(1959-),女,山西寿阳人,研究员,主要从事地壳形变与地震预测研究. E-mail:1289991429@qq.com.

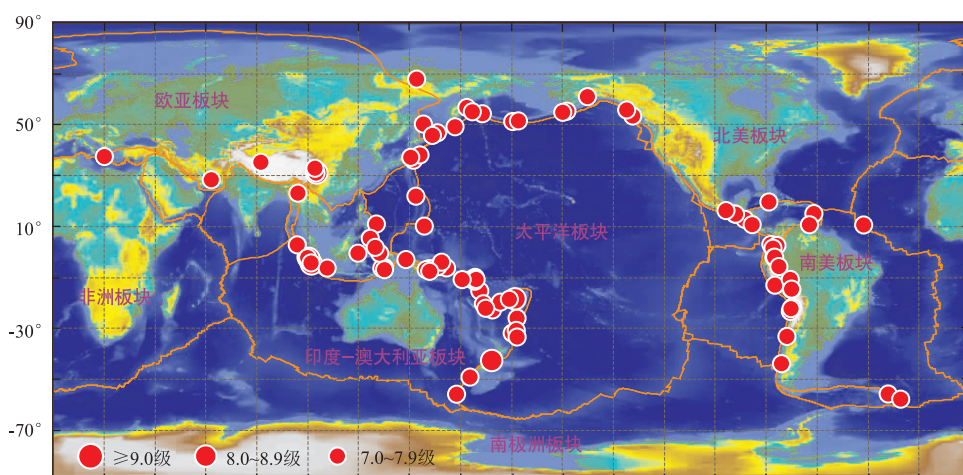


图1 2020年全球 $M_s \geq 7.0$ 级地震分布

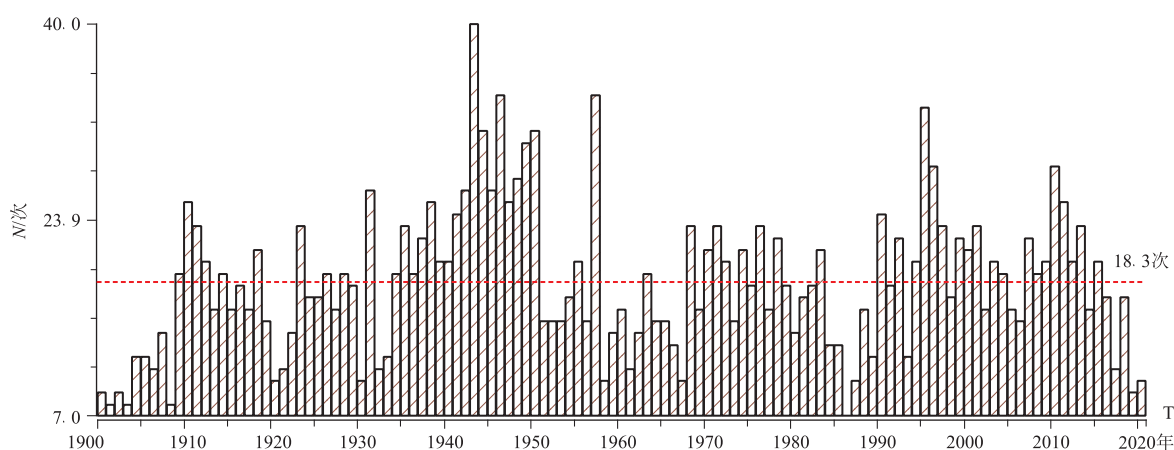


图2 全球 $M_s \geq 7.0$ 级地震年频次(1900~2020年)

华南地块仅发生2次,即2月3日四川青白江5.1级和5月18日云南永善5.0级地震;台湾及其附近海域分布7次,没有6级以上地震,最大为12月10日台湾宜兰县海域5.8级地震。

从地震强度上看,无论是中国大陆还是中国台湾及其附近海域地震强度均不高。中国大陆最大地震为7月23日西藏尼玛县6.6级地震,中国台湾及其附近海域最大12月10日宜兰县海域5.8级地震。

从地震频次看,中国大陆21次 $M_s \geq 5.0$ 地震活动频次明显低于1970年以来的年频次均值34.6次(陈学忠等,2013;图4),也低于2018年的31次和2019年的29次。

1.3 四川区域地震活动概况

据四川地震台网测定(包括汶川余震),2020年四川及邻区($25^{\circ} \sim 35^{\circ}N, 96^{\circ} \sim 110^{\circ}E$)共记录 $M_L 2.0$ 以上地震3945次(包括汶川、芦山、九寨沟和长宁等余震序列),其中: $M_L 2.0 \sim 2.9$ 地震3568次(邻省436次); $M_L 3.0 \sim 3.9$ 地震336次(邻省46次); $M_L 4.0 \sim 4.9$ 地震36次(邻省5次); $M_L 5.0 \sim 5.9$ 地震4次(邻省2次); $M_L 6.0$ ($M_S 5.6$)地震1次(邻省0次)。四川及邻区 $M_L 4.0$ 以上地震主要集中分布于川东南区域、龙门山断裂带、川滇菱形块体东边界。邻省 $M_L 5.0$ 以上地震为5月18日云南巧家 $M_L 5.4$ ($M_S 5.0$)和12月24日青海玛多 $M_L 5.0$ ($M_S 4.2$)地震。四川境内5级以上地震集中在巴颜喀拉块体的川西北区域和华南块体的川东南部区域。四川省内发生突出的地震为:2月3日青白江5.1级($M_L 5.3$)、4月1日石渠5.6级($M_L 6.0$)和10月22日北川4.7级($M_L 5.1$)。省内最大为4月1日石渠5.6级($M_L 6.0$)地震。

四川区域地震活动特点:四川2020年地震频次和强度均低于2019年。地震空间分布图像显示(见图5),一是5级以上地震分散发生:2月3日青白江5.1级($M_L 5.3$)、4月1日石渠5.6级($M_L 6.0$)和10月22

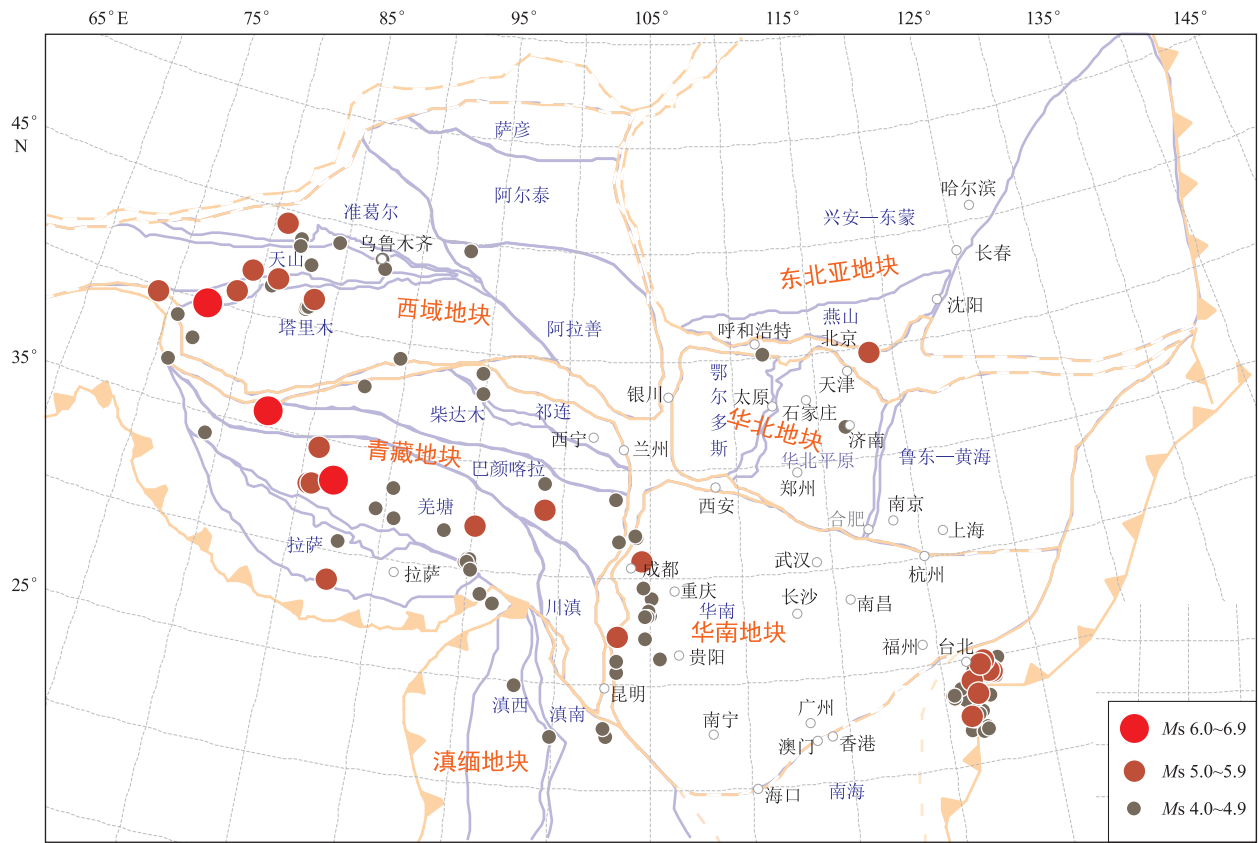


图3 2020年中国大陆及邻区 $M_s \geq 4.0$ 级地震分布

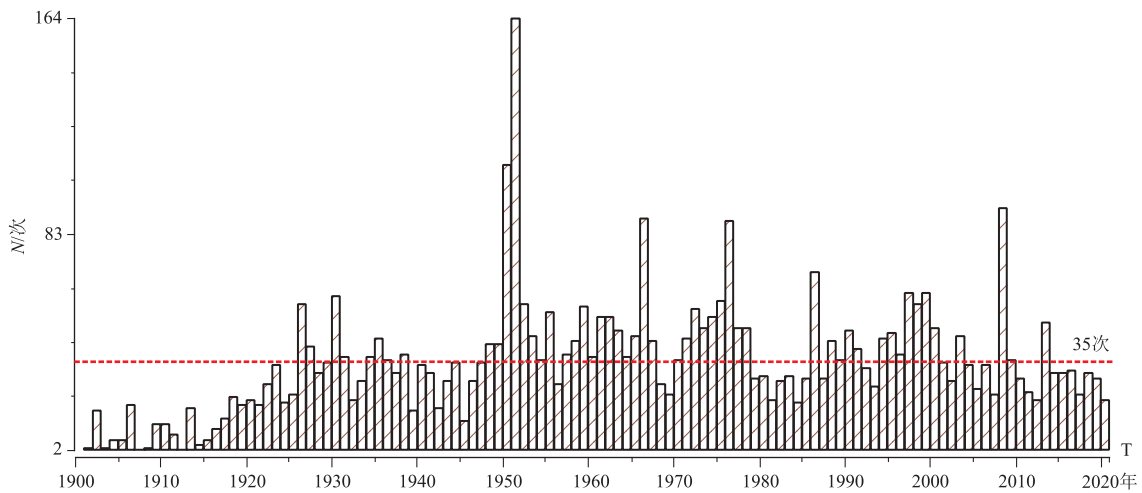


图4 中国大陆 $MS \geq 5.0$ 级地震年频次

日北川 4.7 级 ($M_L 5.1$); 二是 4 级地震活动主要集中在三个区域(带): (1) 川东南部地震集中活跃区。主要在长宁—兴文—珙县和荣县—威远—资中两个区域, 例如: 长宁—兴文—珙县区: 1 月 8 日~11 月 13 日相继发生 $M_L 4.0$ 级以上地震 14 次, 最大震级 4.1 ($M_L 4.5$); 荣县—威远—资中区: 2 月 16 日荣县相继发生两次 4.4 级 ($M_L 4.7$)。 (2) 龙门山断裂带沿带地震活跃。主要分布在汶川 8.0 级地震的余震区, 例如: 3 月 6 日青川 3.9 级 ($M_L 4.5$), 9 月 26 日都江堰 3.4 级 ($M_L 4.0$), 10 月 21 日北川 4.6 级 ($M_L 4.9$), 10 月 22 日北川 4.7 级 ($M_L 5.1$), 10 月 25 日北川 3.6 级 ($M_L 4.4$), 10 月 31 日江油 3.6 级 ($M_L 4.0$) 和 12 月 8 日绵竹 3.4 级 ($M_L 4.0$)。 (3) 川滇菱形地块东边界地震持续活跃。例如: 6 月 3 日炉霍 3.6 级 ($M_L 4.2$), 3 月 18 日云南巧家 3.6 级 ($M_L 4.1$), 5 月 18 日云南巧家 5.0 级 ($M_L 5.4$) 和 9 月 8 日云南巧家 3.8 级 ($M_L 4.1$)。

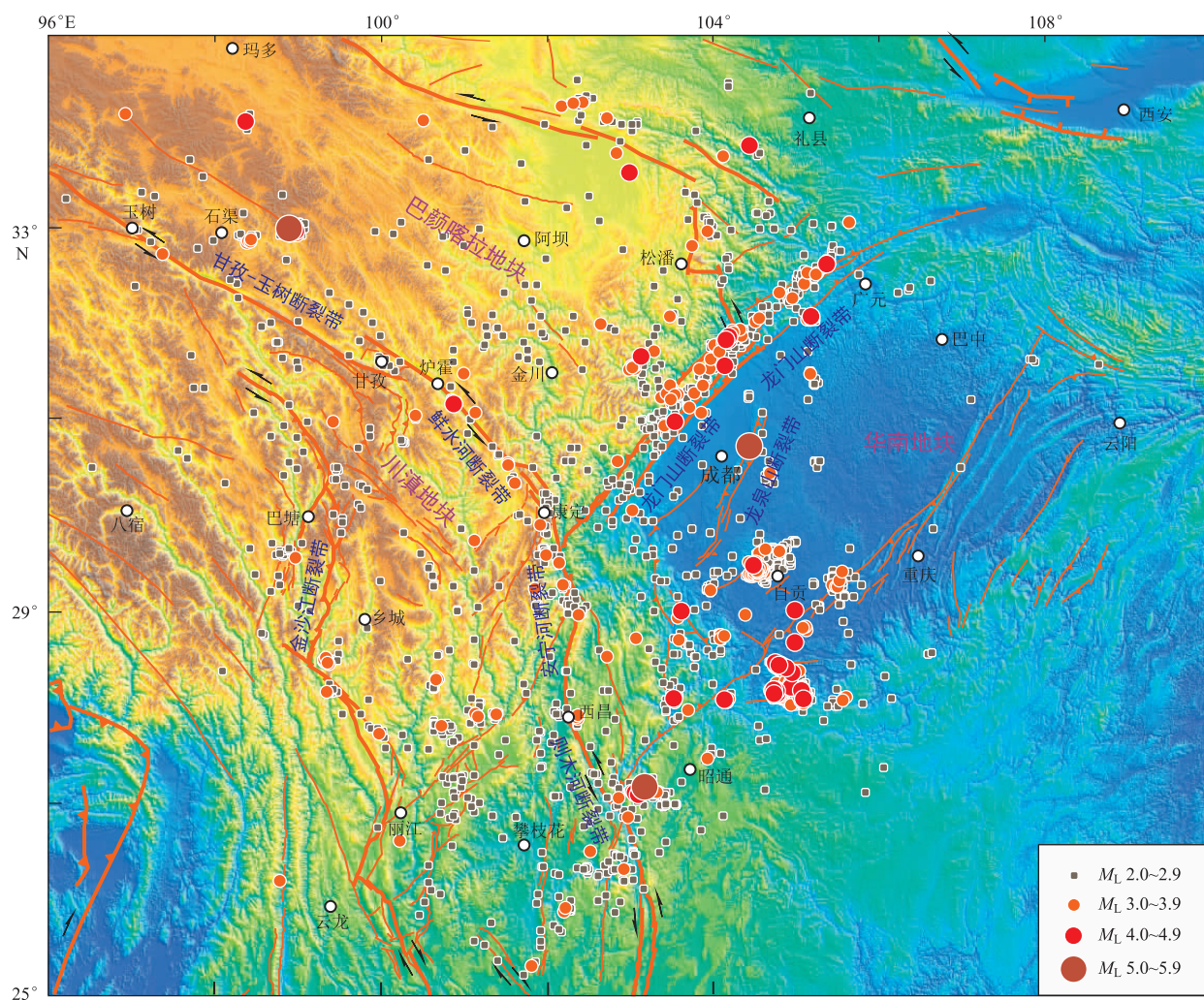


图5 2020年四川及邻区 $M_L \geq 2.0$ 级以上地震分布

2 四川突出地震事件

2.1 青白江5.1级地震

2020年2月3日00时05分,四川省成都市青白江区发生 $M_S 5.1$ 地震,微观震中为($30.74^\circ\text{N}, 104.46^\circ\text{E}$),震源深度21 km,属于浅源型地震。根据四川地震台网记录,截至到2020年12月31日24时,青白江5.1级地震序列共记录 $M_L \geq 0.0$ 地震78次(含主震),其中, $M_L 0.0 \sim 0.9$ 地震37次, $M_L 1.0 \sim 1.9$ 地震32次, $M_L 2.0 \sim 2.9$ 地震7次, $M_L 3.0 \sim 3.9$ 地震1次, $M_L 5.0 \sim 5.9$ 地震1次,最大余震为3月23日青白江 $M_L 3.0$ ($M_S 2.3$)地震。整个序列余震稀少,以 $M_L < 2.0$ 地震为主, $M_L \geq 2.0$ 余震8次。

2.2 石渠5.6级地震

2020年4月1日20时23分,四川省甘孜藏族自治州石渠县发生5.6级地震,微观震中为($33.04^\circ\text{N}, 98.92^\circ\text{E}$),震源深度10 km,属于浅源型地震,宏观震中位于石渠县长须贡马乡($32.92^\circ\text{N}, 98.92^\circ\text{E}$)。

石渠5.6级地震前区域小震活跃。2020年1月23日至1月31日,石渠地区出现小震活动丛集,共发生28次 $M_L 1.0$ 以上地震,包括1月23日 $M_S 4.3$ 和 $M_S 3.8$ 地震,与石渠5.6级地震分别相距约6 km和3 km。石渠5.6级地震发生后,根据四川地震台网记录,截至到2020年12月31日24时,因该区域的地震台站稀疏,本次石渠地震序列仅记录到 $M_L 1.0$ 以下地震1次,共记录到 $M_L \geq 1.0$ 地震222次,其中, $M_L 1.0 \sim 1.9$ 地震125次, $M_L 2.0 \sim 2.9$ 地震86次, $M_L 3.0 \sim 3.9$ 地震8次, $M_L 4.0 \sim 4.9$ 地震1次, $M_L 6.0 \sim 6.9$ 地震1次,即:石渠 $M_L 6.0$ ($M_S 5.6$ 级)地震,最大余震为2020年4月1日石渠 $M_L 4.1$ ($M_S 3.6$)地震。

3 四川的主要余震活动

3.1 汶川 8.0 级地震的余震活动

汶川 8.0 级地震的余震区地震活动仍持续活跃,继续呈现起伏性平稳衰减态势。从 2008 年 5 月 12 日汶川 8.0 级地震至 2020 年 12 月 31 日,四川台网共记录到 $M_L \geq 0.0$ 级汶川余震 145 961 次,其中: $M_S 5.0 \sim 5.9$ 余震 43 次; $M_S 6.0 \sim 6.9$ 余震 8 次;2020 年新增 $M_L 4.0$ 以上余震 8 次,10 月 22 日北川 $M_S 4.7$ ($M_L 5.1$) 较强余震;最大余震仍为 2008 年 5 月 25 日青川 $M_S 6.4$ 级地震(杜方等,2018)。

汶川余震继续沿整个余震区分布,表明仍处于余震调整期。2020 年记录 $M_L \geq 0.0$ 级余震 3 367 次,其中: $M_L 2.0 \sim 2.9$ 余震 374 次; $M_L 3.0 \sim 3.9$ 余震 61 次; $M_L 4.0 \sim 4.9$ 余震 7 次; $M_L 5.1$ ($M_S 4.7$) 余震 1 次。余震仍然沿整个余震区南段、中段和北段较均衡展布,表明汶川余震区仍处于余震调整期。

3.2 芦山 7.0 级地震的余震活动

芦山 7.0 级地震的余震丰富。2013 年 4 月 20 日芦山 $M_S 7.0$ 级地震,截至到 2020 年 12 月 31 日共记录到 $M_L \geq 0.0$ 余震 16 612 次,其中: $M_L 3.0 \sim 3.9$ 余震 327 次; $M_L 4.0 \sim 4.9$ 余震 55 次; $M_L 5.0 \sim 5.9$ 余震 7 次($M_S 5$ 以上余震 4 次)。 $M_S 5.0$ 以上余震均发生在主震后的 2 天内,余震序列强度衰减明显。最大余震为 2013 年 21 日 17 时 05 分芦山、邛崃交界 $M_S 5.4$ 地震(杜方等,2019)。

芦山 7.0 级地震的余震继续活动,强度和频次明显减弱。2020 年记录 $M_L \geq 0.0$ 余震 104 次,其中: $M_L 1.0 \sim 1.9$ 余震 57 次, $M_L 2.0 \sim 2.9$ 余震 12 次,没有 $M_L 3.0$ 以上余震。2020 年 3 月 26 日芦山发生 $M_L 2.9$ 级。

3.3 九寨沟 7.0 级地震的余震活动

2017 年 8 月 8 日九寨沟 7.0 级主震至 2020 年 12 月 31 日,四川地震台网共记录到九寨沟余震区域 $M_L 0.0$ 级以上余震 11 073 次,其中 $M_L 3.0 \sim 3.9$ 余震 103 次, $M_L 4.0 \sim 4.9$ 余震 15 次, $M_L 5.0 \sim 5.9$ 余震 1 次,最大余震仍为 2017 年 8 月 9 日 10 时 17 分九寨沟 $M_S 4.8$ ($M_L 5.2$) (四川省地震局,2018)。2020 年仅发生的 1 次 $M_L \geq 3.0$ 余震,即 10 月 12 日九寨沟 $M_L 3.1$ 。

九寨沟余震显示:余震已持续 3 年多,强度和频次均衰减明显,发震时间间隔逐渐变长。

3.4 长宁 6.0 级地震震群的余震活动

2019 年 6 月 17 日至 7 月 4 日在四川宜宾市长宁和珙县交界发生 6.0 级地震震群。主要包括 5 次 5 级以上地震(表 1;宫悦等,2020):

表 1 长宁 6.0 级地震震群

序号	发震时间		发震位置		震级 M_S	震源深度 h/km	参考地名
	日期	时刻	$\lambda/^\circ\text{E}$	$\phi/^\circ\text{N}$			
1	2019-06-17	22:55:43	104.90	28.34	6.0	16	长宁
2	2019-06-17	23:36:01	104.77	28.43	5.1	16	珙县
3	2019-06-18	07:34:33	104.89	28.37	5.3	17	长宁
4	2019-06-22	22:29:56	104.77	28.43	5.4	10	珙县
5	2019-07-04	10:17:57	104.74	28.41	5.6	8	珙县

2019 年 6 月 17 日至 2020 年 12 月 31 日 24 时,长宁地震序列共记录到 $M_L \geq 0.0$ 地震 12 320 次,其中, $M_L 0.0 \sim 0.9$ 余震 5 988 次, $M_L 1.0 \sim 1.9$ 余震 5 298 次, $M_L 2.0 \sim 2.9$ 余震 835 次, $M_L 3.0 \sim 3.9$ 余震 161 次, $M_L 4.0 \sim 4.9$ 余震 31 次, $M_L 5.0 \sim 5.9$ 余震 6 次, $M_S 6.0 \sim 6.9$ 余震 1 次,序列最大地震为 2019 年 6 月 17 日长宁 $M_S 6.0$ 地震,次大地震为 7 月 4 日珙县 $M_S 5.6$ 地震。

2020 年,长宁 6.0 级地震震群继续活动,强度明显减弱,小震频次依然密集。记录 $M_L \geq 0.0$ 余震 3 346 次,其中: $M_L 1.0 \sim 1.9$ 余震 1 356 次, $M_L 2.0 \sim 2.9$ 余震 142 次, $M_L 3.0 \sim 3.9$ 余震 33 次, $M_L 4.0 \sim 4.9$ 余震 5 次,2020 年最大余震为 4 月 23 日长宁 $M_L 4.5$ ($M_S 4.1$)。

4 总结

综上所述:2020年全球 $M_s \geq 7.0$ 地震活动呈现低频次、低强度的特征,主体地区为环太平洋地震带;我国周边未发生 $M_s \geq 7.0$ 地震,表明影响我国地震活动的动力边界活动偏弱,我国大陆和邻区地震活动表现出频次低、强度弱的特点,我国大陆地震强度分布总体显示西强东弱,区域上显示 $M_s \geq 5.0$ 地震分布于青藏地块、西域地块和华南地块;中国台湾及其附近海域地震活动频次和强度明显偏低;四川区域地震活动强度呈现东强西弱特征,5级以上地震零散发生,5级以下地震活动相对集中在川东南部、龙门山断裂带和川滇菱形地块东边界三个区域;2008年汶川8.0级地震的余震持续活跃,2013年芦山7.0级地震的余震的强度和频次明显减弱,2017年九寨沟7.0级地震的余震的强度和频次均衰减明显,2019年长宁6.0级地震震群继续活动,强度明显减弱,小震频次依然密集。

参考文献

- 陈学忠,李艳娥. 2013. 中国大陆 $M_s \geq 5.0$ 地震年频次与 $M_s \geq 7.0$ 地震发生之间的关系及显著性检验[J]. 地震,33(1):40-46.
- 杜方,蒋海昆,杨马陵等. 2018. 2008年5月12日四川汶川8.0级地震[M]. 北京:地震出版社,104-134.
- 杜方,龙锋,赵敏等. 2019. 2013年4月20日四川省芦山7.0级地震[M].《中国震例(2013)》. 北京:地震出版社,177-318.
- 宫悦,王宇玺,梁明剑,等. 2020. 2019年四川长宁6.0级地震序列时空演化特征及其地震构造环境研究[J]. 地震,40(4):90-102.
- 刘自凤,苏有锦,付虹,等. 2019. 2017年全球 $M \geq 7.0$ 地震低频活动特征初步分析[J]. 国际地震动态,(8):19.
- 四川省地震局 编著. 2018. 2017年8月8日四川九寨沟7.0级地震[M]. 成都:成都地图出版社,1-222.

Summary of Earthquake Activities in 2020

DU Fang

(Sichuan Earthquake Agency, Sichuan Chengdu 610041, China)

Abstract: This paper reviews and summarizes the earthquake activities in 2020 from global to local, and presents an overview of the seismicity in the world, China and Sichuan. It is analyzed that the characteristics of earthquake activities in the world, China and Sichuan. They are recorded that the significant events occurred in Sichuan in 2020. The aftershock activities of three $M_s \geq 7$ events in Sichuan since the 2008 $M_s 8.0$ Wenchuan earthquake are tracked and analyzed. The results show that the characteristics of global $M_s \geq 7.0$ seismicity in 2020 are low frequency and low intensity. The Pacific Seismic Belt is the main distribution area. No $M_s \geq 7.0$ earthquake occurred in the periphery of China. It indicates that the dynamic boundary activity that affects our continental seismic activity is very weak. Seismic activity on the mainland and adjacent areas shows low frequency and weak intensity. The intensity of seismic activity in Sichuan continues to be stronger in the eastern region than in the western region. The $M_s \geq 5.0$ earthquakes occur sporadically in Sichuan. Seismic activities below $M_s 5.0$ are relatively concentrated in three regions: the southeast of Sichuan, the Longmenshan fault zone and the eastern boundary of the Sichuan - Yunnan block. The aftershocks of the 2008 $M_s 8.0$ Wenchuan earthquake continue to be active. The intensity and frequency of aftershocks of the 2013 $M_s 7.0$ Lushan earthquake were significantly weakened. The intensity and frequency of the aftershocks of the 2017 $M_s 7.0$ Jiuzhaigou earthquake attenuated significantly. The $M_s 6.0$ Changning earthquake swarm that occurred in 2019 continued to be active in 2020, and the intensity is significantly weakened, and the frequency of small earthquakes is still dense.

Keywords: seismicity; earthquake event; aftershock; earthquake swarm

利用水系方位角和 GPS 数据 研究龙门山后山断裂运动模式

李伟^{1,2}, 谢超², 程宏宾², 冯兵²

(1. 中国地震局地质研究所, 北京 100029; 2. 中国地震局第二监测中心, 陕西 西安 710054)

摘要:构造地貌能够记录构造运动长期积累的地表变形, 能通过相关地貌参数定量表达。水系是对构造作用反映最敏感的地貌之一, 可以用来研究构造。通过分析断层附近的水系类型及特征来研究断层的运动模式, 反映断层的空间展布和活动性, 已得到广泛的应用。本研究利用 Arcgis 软件空间统计工具提取了龙门山后山断裂两侧的水系方位角, 结合 GPS 运动学数据, 探讨了构造运动对水系类型的控制作用。结果表明: 龙门山后山断裂两侧的水系方位角呈现出系统性偏转, 断裂北西侧水系方位角分布在 $88^{\circ} \sim 165^{\circ}$, 由南向北呈现逐渐增大的趋势, 断裂南东侧水系方位角分布在 $262^{\circ} \sim 344^{\circ}$, 由南向北呈现逐渐变小的趋势, 表明断裂两侧块体的相对运动存在差异。水系方位角和偏转角作为研究走滑断裂运动学特征和性质的有力工具, 未来在活动构造定量化及数值模拟中将发挥巨大作用。

关键词: 水系方位角; GPS; 构造变形; 龙门山断裂带

中图分类号: P315

文献标识码: B

文章编号: 1001-8115(2021)02-0007-04

DOI: 10.13716/j.cnki.1001-8115.2021.02.002

构造地貌研究是揭示构造活动的重要手段之一。由于构造运动速率通常十分缓慢, 其效果需要长期积累才能表现得较为明显, 这种长期的积累, 精密的测量仪器有时难以有效记录。而构造地貌为内、外应力共同作用的结果, 且能够记录到这种长期累积的效果, 并能通过相关的参数定量表达。前些年研究活动断裂的相关地貌参数, 主要基于河流或水系纵剖面提取, 因此局限于反映断层的垂直运动上, 缺乏反映断裂走滑运动的地貌参数(石峰等, 2014, 2018)。

利用水系偏转角研究走滑断层的运动模式及空间展布等近年来发展为一种新颖的手段并得到了较好的应用(谢超等, 2016; 石峰等, 2018), 但是传统的提取水系偏转角的方法大多数都是半自动半人工, 即先提取某一出水口的上游的汇水流域, 然后人工测量汇水流域长轴与断层之间的夹角, 这种方法工作量大且存在较多人为主观因素, 最终会导致测量结果具有较大的误差, 甚至得到错误信息而误导认识。本研究以龙门山后山断裂两侧的水系提取为例, 介绍了一种新的提取水系方位角(简称“方位”)的方法, 即基于 Arcgis 软件的水文分析工具先提取研究区的河网, 然后利用空间统计工具, 自动计算和提取水系的方位角, 其原理为计算河流不同河段两端节点连线与正北方向的夹角(或称“罗盘角”), 该方法大大减小了人工测量的工作量且极大地提高了测量精度, 有望在日后的活动构造与构造地貌定量化和数值模拟中发挥较大作用。

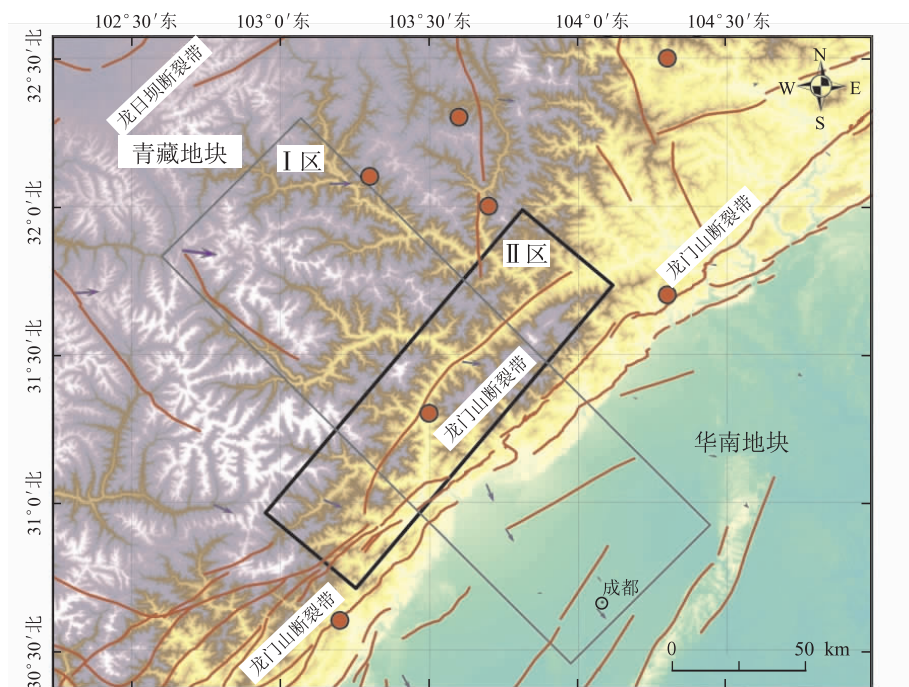
1 区域地质概况

龙门山断裂带位于青藏高原东缘, 呈 NE 向展布, 总长度达 580 km, 构成了青藏地块与华南地块的边界带(邓起东等, 1994; 见图 1), 龙门山断裂带主要由后山断裂、主中央断裂和山前主边界断裂组成。同时, 龙门山断裂带具有较高的地震危险性, 在 2008 年和 2013 年相继发生了汶川 8.0 级和芦山 7.0 级强震。根据已有活动构造和 GPS 数据研究结果, 该断裂带内的单条断裂的逆冲和走滑速率存在分段和差异性认识(王小亚等, 2002; 张培震等, 2003; 唐文清等, 2005; 贾营营等, 2010)。根据 Wang et al(2020)最新的 GPS 结果, 松潘—甘孜地区与龙门山断裂带之间约 400 km 范围内存在约 5 mm/a 的缩短速率, 这种分散的变形必然存在多条断层共同调节挤压汇聚的结果。另外, 跨龙门山断裂带存在约 1 mm/a 的右旋走滑, 跨龙日坝断裂带

收稿日期: 2021-01-12; 修回日期: 2021-03-01

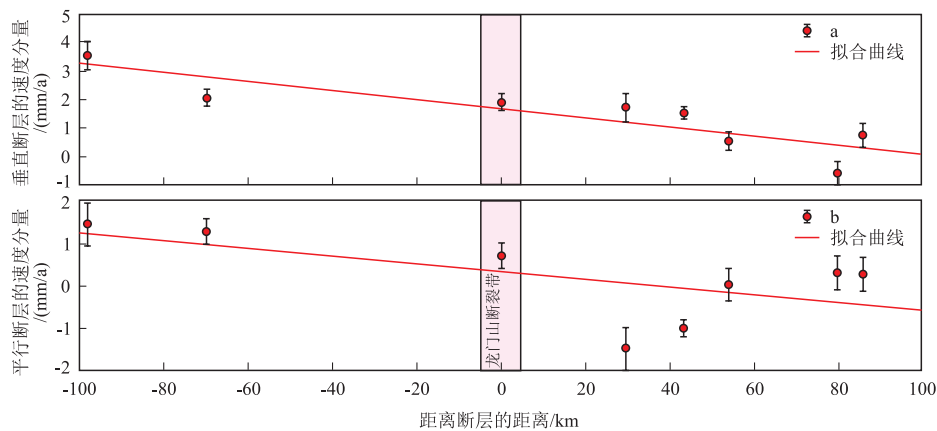
作者简介: 李伟(1991-), 男, 博士生, 主要从事活动构造与构造地貌研究. E-mail: 15727399488@163.com.

两侧一定距离内却有高达 8 mm/a 的右旋走滑 (Wang et al, 2020)。本研究利用 Wang 等 (2020) 发表的最新 GPS 数据, 将参考框架转换到华南块体, 从垂直于龙门山后山断裂提取了一条速度剖面, 并将速度矢量分别投影到垂直和平行断层的方向上。由图 2 可以看出, 跨龙门山后山断裂区域有明显的逆冲和右旋走滑。综合形变结果认为: 龙门山断裂带内的变形应该由多条主干断裂进行吸收和调节, 构造应变分布在了一个更宽的范围。



图中红色圆圈代表 6 级以上地震, 红色实线代表活动断裂, 蓝色箭头代表相对华南地块的 GPS 矢量, I 区代表下面图 2 中的 GPS 剖面条带, II 区代表下面图 3 研究区的位置, GPS 数据来自 Wang et al., (2020)

图 1 区域地震构造简图



a 垂直断层的速度分量剖面; b. 平行断层的速度分量剖面

图 2 GPS 速度剖面

2 水系方位的提取及其构造意义

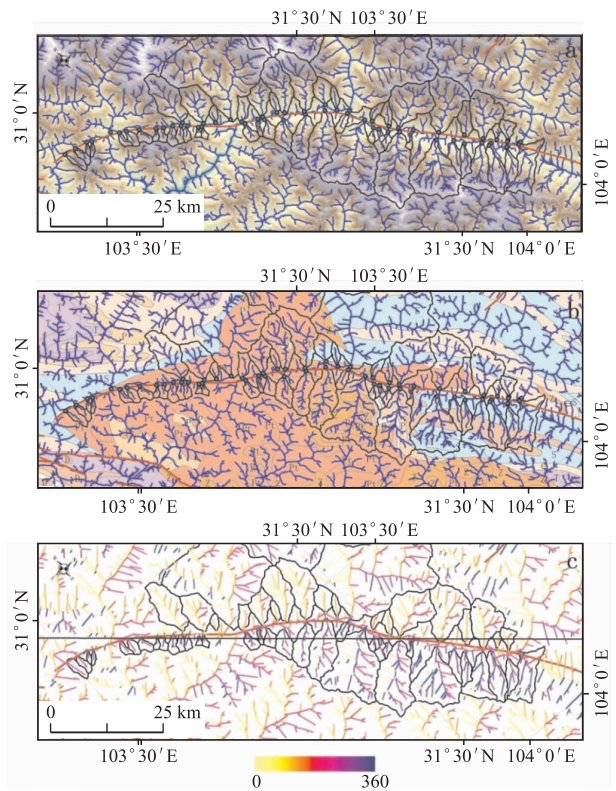
水系的分布特征和几何形态可以为断层的活动性及运动性质的研究提供重要信息 (谢超等, 2016; 林爱民等, 2013)。断裂带或块体边界不只存在断裂简单的逆冲或走滑, 同时还在断裂两侧一定范围内存在着构造应变, 最好的例子就是水系方位的逐渐改变。本研究通过提取龙门山断裂带后山断裂中段的水系方位 (水系方位 φ), 以此反映断裂的走滑运动对地貌的控制作用 (见图 3)。为了排除岩性对水系方位可能的影

响,我们利用了研究区的1:20万地质图(图3b),由图3b可以看出,后山断裂两侧的水系主要分布在彭灌杂岩体内,两侧岩性较为均一,并且水系在流经不同岩性地层的时候,方位没有发生明显变化,表明地层岩性对水系的方位不起控制作用。

本研究利用 Arcgis 软件提取了沿龙门山后山断层走向两侧分布的 54 个水系的方位角,其中,断层北西盘(上盘)20 个,断层南东盘(下盘)34 个。将水系方位角换算成水系与断层的夹角(即偏转角),然后将方位角和偏转角按照由南向北的方向投影到一条接近断层走向的剖面上,即图 3c 中的黑色实线,分别得到了水系方位角分布和水系偏转角分布图(见图 4 和图 5)。根据提取的结果可知,水系方位角分布和水系偏转角分布具有相似的特征,指示的是右旋走滑断层两侧引起的系统偏转,其中局部的一些变化可揭示断层在不同分段区域存在不同运动学特征。

3 结论及探讨

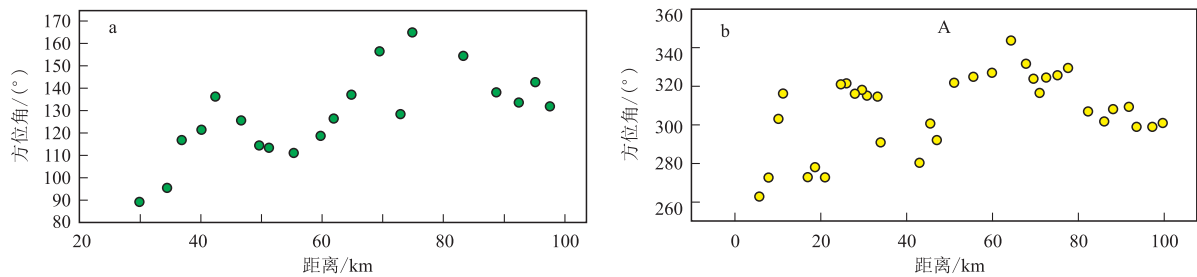
本研究利用 SRTM 30 m 精度的 DEM,使用 Arcgis 提取的沿龙门山后山断层走向两侧分布的 54 个水系的方位角,断层北西盘(上盘)的水系方位角分布在 $88^{\circ} \sim 165^{\circ}$,且由南向北呈现逐渐增大的趋势,即水系发生了向北的偏转,显示出断层北西盘的右旋走滑特征;断层南东盘(下盘)的水系方位角主要分布在 $262^{\circ} \sim 344^{\circ}$,且呈现出由南向北逐渐变小的趋势,即水系发生了向南的偏转,与断层南东盘的相对运动方向一致。通过水系偏转角的计算结果发现,断层



a. 研究区水系分布(实心圆代表出水口,多边形代表汇水流域);
b. 研究区地质图;c. 研究区水系方位分布

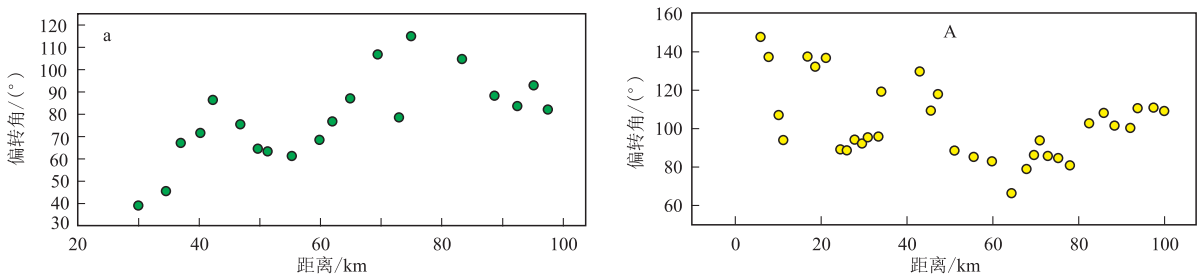
图3 研究区水系、地质和水系方位分布

通过水系偏转角的计算结果发现,断层



a. 研究区断层北西侧水系方位分布(其投影位置位于图3c中的黑色实线位置,剖面方向为从南西北向东北);
b. 研究区断层南东侧水系方位分布(同上a)

图4 研究区断层北西侧和南东侧水系方位分布



a. 研究区断层北西侧水系偏转角分布(其投影位置位于图3c中的黑色实线,剖面方向为从南西北向东北);
b. 研究区断层南东侧水系偏转角分布(同上a)

图5 研究区断层北西侧(a)和南东侧(b)水系偏转角分布

北西盘的水系偏转角由南向北呈现逐渐增大的趋势,断层南东盘的水系偏转角由南向北呈现出逐渐减小的趋势,这种变化也表明断层具有右旋走滑的特征。

断层的走滑运动会错断水系,这种单纯的位错可以是一次地震或多次地震逐渐积累起来的,也可以是通过断层长期的蠕滑运动积累起来的。水系方位的系统偏转只有在长时间尺度、较宽的应变带的情况下才能发生,故发生系统偏转的水系必然反映的是长时间尺度上的构造作用和应变。如果单纯依赖水系方位的变化来判断构造作用,判断断层的运动性质也必须谨慎,因为在断层的走滑速率、变形带宽度、隆升差异等条件不同的情况下,可能会出现不同情况的水系偏转,甚至会出现水系偏转方向与块体或断层运动学方向相反的情况;另外,如果一个变形带内存在多条断裂的时候,由于断层之间的走滑运动相互影响,位于断层之间的水系的方位角和偏转角都可能变化很小;因此,在利用水系偏转解析断层的运动学模式和特征时,如果只依靠水系偏转方向来判断的话,可能会得到错误的认识和结果。水系方位角和偏转角作为一种新颖的研究走滑断裂水平运动特征的方法已经取得了一些成果,在活动构造地貌量化参数日新月异的现代,如何发展好这一技术手段值得更多的关注和应用。

参考文献

- 邓起东,陈社发,赵小麟. 1994. 龙门山及其邻区的构造和地震活动及动力学[J]. 地震地质,16(4):389-403.
- 贾营营,付碧宏,王岩,等. 2010. 青藏高原东缘龙门山断裂带晚新生代构造地貌生长及水系响应[J]. 第四纪研究,30(4):825-836.
- 石峰. 2014. 南汀河断裂带构造地貌研究[D]. 北京:中国地震局地质研究所.
- 石峰. 2018. 利用水系流域偏转研究走滑断层的运动模式[J]. 地震地质,40(4):773-783.
- 唐文清,陈智梁,刘宇平,等. 2005. 青藏高原东缘鲜水河断裂与龙门山断裂交会区现今的构造活动[J]. 地质通报,24(12):1169-1172.
- 王小亚,朱文耀,符养,等. 2002. GPS监测的中国及其周边现时地壳形变[J]. 地球物理学报,45(2):198-209.
- 谢超,周本刚,李正芳. 2016. 水系夹角分布特征对墨脱断裂活动性的指示意义[J]. 震灾防御技术,11(3):472-479.
- 张培震,王敏,甘卫军,等. 2003. GPS观测的活动断裂滑动速率及其对现今大陆动力作用的制约[J]. 地学前缘,10(特刊):82-92.
- Wang M, Shen Z. 2020. Present-day crustal deformation of continental China derived from GPS and its tectonic implications[J]. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 125(2), 2019JB018774.

Study on the Fault Movement Model of the Backmountain of Longmen Mountain Based on the Azimuth Angle and GPS data

LI Wei^{1,2}, XIE Chao², CHENG Hongbin², FENG Bing²

(1. China Earthquake Administration Institute of Geology, Beijing 100029, China;

2. China Seismological Bureau Second Crustal Deformation Monitoring Center, Shaanxi Xi'an 710054, China)

Abstract: Tectonic geomorphology can record the long-term accumulation of crustal deformation and can be quantitatively expressed through relevant geomorphological parameters. The river drainage pattern is one of the most sensitive landforms to reflect tectonic effects. It can be used to study structure. By analyzing the types and characteristics of river drainage pattern near the fault, we study the motion mode of the fault to reflect the spatial distribution and activity of the fault. In this study, the spatial analysis tool in arcgis software is used to automatically extract the river drainage azimuths on both sides of the Longmenshan Back Fault, and combined with GPS kinematics data, the control effect of tectonics on river drainage pattern is discussed. The azimuth angles of the river drainage pattern on both sides of the Back fault show a systematic deflection, the azimuth angles of the rivers on the northwest side of the fault is between $88^{\circ} \sim 165^{\circ}$, and it shows a gradually increasing trend from south to north, while the azimuth angles of the rivers on the southeast side of the fault is between $262^{\circ} \sim 344^{\circ}$, and it also shows a southward decrease, the relative movement of blocks on both sides is different. The azimuth angle and deflection angle of the river drainage pattern are powerful tools for studying the kinematic characteristics and properties of strike-slip faults, and will play a huge role in the quantification and numerical simulation of active structures in the future.

Keywords: river drainage pattern; GPS; tectonic deformation; Longmenshan fault zone

利用 GPS 研究汾渭断陷带现今变形

曾亚光¹, 李伟^{1,2}, 刘韶³

(1. 中国地震局第二监测中心, 陕西 西安 710054; 2. 中国地震局地质研究所, 北京 100029;
3. 四川省地震局, 四川 成都 610041)

摘要:汾渭断陷带是一个地震危险程度高的地区。本研究使用相对于固定欧亚大陆覆盖中国大陆的最新 GPS 数据, 通过构造速度剖面分析发现: 尽管鄂尔多斯块体、华北平原和华南块体正在向东南方向移动, 但它们之间的相对运动却明显不同; 渭河地堑内部虽然基本没有剪切滑移, 但其拉张速率非常显著; 山西地堑系统具有大致相等的拉张和右旋走滑分量; 相对于鄂尔多斯块体, 刚性华南块体和华北平原的快速向东南运动, 对汾渭断陷带施加了强烈的构造拉张, 形成了汾渭断陷带现今的扭张变形。

关键词:汾渭断陷带; GPS; 块体运动; 构造拉张

中图分类号: P315 **文献标识码:** B **文章编号:** 1001-8115(2021)02-0011-07

DOI: 10.13716/j.cnki.1001-8115.2021.02.003

汾渭断陷带包括渭河地堑和山西地堑系统, 是中国大陆东部地区地震活动最强烈的地震带之一, 在华北地区构造活动格局中举足轻重, 在一定程度上反映出华北地区地震活动的强弱和动态变化。汾渭断陷带因其高地震危险性而闻名, 自有记载和记录以来, 已发生 6 级以上地震 21 次, 其中有 2 次大于 8 级的地震, 即 1303 年山西赵城—洪洞间 8 级和 1556 年陕西华县 8 $\frac{1}{4}$ 级特大地震。汾渭断陷带复杂地质构造和频繁地震活动引起地学界学者们的广泛关注。汾渭断陷带位于鄂尔多斯、华北平原和华南三个主要块体之间的交叠处, 是一个新生代活动断陷带。汾渭断陷带的走向从南到北为北东东—北北东, 其特征是东边界为张性右旋剪切断裂, 南边界为左旋剪切伸展断裂。在过去的三十年中, 已有人发展出不同的模型来描述鄂尔多斯块体周围的地堑系统的构造演化 (Molnar P. et al, 1975; Tapponnier P. et al, 1977; Northrup C J. et al, 1995; Yin A. 2010; Liu M. et al, 2007)。一些研究者认为, 鄂尔多斯地区的构造变形和演化是印度与亚洲远距离碰撞的结果 (Molnar P. et al, 1975; Tapponnier P. et al, 1977)。另外有人解释华北地壳变薄和火山活动可能与欧亚大陆下方的太平洋板块向西俯冲和后退机制密切相关 (Northrup C J. et al, 1995)。

1992 年至 2002 年的 GPS 观测结果表明, 整个山西地堑系几乎没有变形, 既没有伸展也没有走滑 (He J. et al, 2003; Shen Z K. et al, 2000; Wang Q. et al, 2001)。Zhang 等 (2018) 使用最新 GPS 数据研究结果认为, 山西地堑和整个华北平原都没有明显的东西向伸展。一个地区发生如此频繁的历史大地震, 而现今却没有变形是不可能的, 一定存在尚未观察到的地壳变形。与以前的 GPS 研究相反, 现代地震活动表明活跃的裂谷作用。Wesnousky 等 (1984) 根据地震矩数据估计同震拉张速率约为 1.0 mm/a, 这个结果接近上新世至第四纪晚期平均 0.5 ~ 1.6 mm/a 的拉张速率。与历史性大地震有关的地表破裂显示出明显的正断层性质, 并伴有右旋走滑分量, 例如 1556 年的陕西华县 8 $\frac{1}{4}$ 级特大地震 (Rao G. et al, 2014), 1303 年的山西洪洞地震 (Xu Y., 2014; Xu Y. et al, 2018; Jiang W. et al, 2004)。最近地震的震源机制解也显示了明显以倾滑和走滑运动为主的特征 (He J. et al, 2003; Xu Y., 2014; Xu Y. et al, 2018; Chen W P. et al, 1988; 高彬等, 2016)。Hao 等 (2016) 使用在鄂尔多斯块体周围 1970 ~ 2014 年期间观测到的精密水准数据得出结论, 相对于稳定的鄂尔多斯块体, 渭河地堑和山西地堑南部以 4 ~ 6 mm/a 的速率沉降, 山西地堑的下陷表明该地堑长期处于伸展运动中。最近, Zheng 等 (2017) 发表了覆盖整个中国及周边地区的 GPS 速度场。

本研究使用的数据主要来自 1998 年至 2015 年收集的中国地壳运动观测网络, 数据收集和处理程序的

收稿日期: 2021-01-04; 修回日期: 2021-04-02

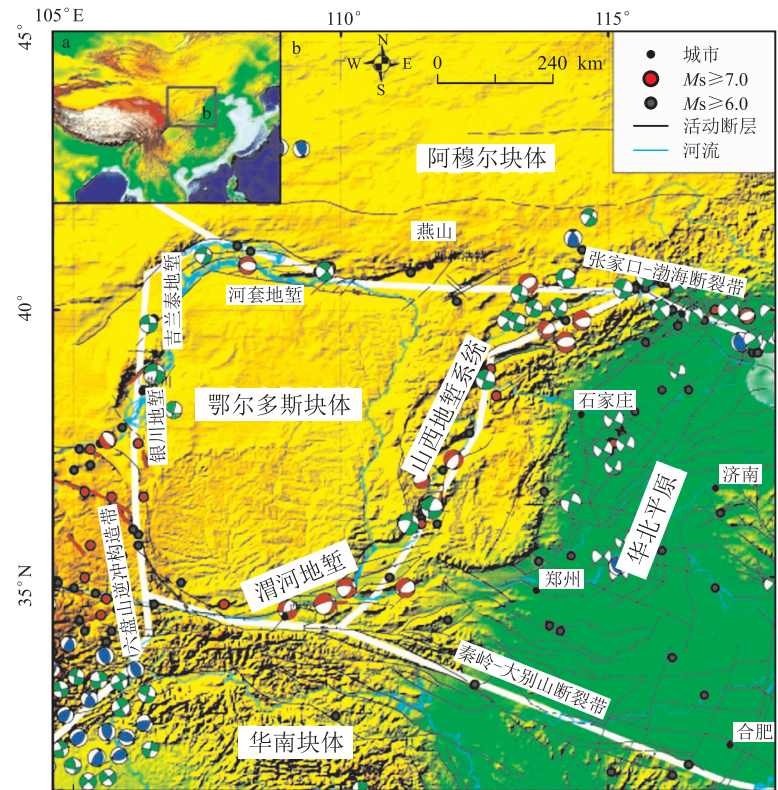
作者简介: 曾亚光 (1994-), 男, 助理工程师, 主要从事构造地貌、GIS 与工程地震技术应用研究. E-mail: 1223451320@qq.com.

通讯作者: 李伟 (1991-), 男, 博士生, 主要从事活动构造与构造地貌研究. E-mail: 15727399488@163.com.

详细描述见 Zheng 等(2017)文献。研究者使用了整个中国东部地区跨越三个地壳块体的 GPS 数据,而不是将研究内容的分析仅限于一个块体或一个断层,以了解汾渭断陷带的现代构造变形和地震危险性的模式,为解决中国东部新生代变形问题提供参考依据。

1 地质背景

鄂尔多斯块体的特点是低的应变速率和地震活动性。相反,自新生代以来该稳定块体边缘的地震一直比较活跃。鄂尔多斯块体被四个地堑系统包围:沿其西边缘的银川地堑,沿其北边缘的河套地堑,沿其东边缘的山西地堑,以及沿其南部边缘的渭河地堑 (Yin,2010;Zhao B. et al,2017;图1)。在燕山运动期间,鄂尔多斯块体表现出间歇性的抬升和沉陷运动,其外围发生了强烈的构造活动。在河套和渭河盆地,形成了近东西向的挤压构造带,山西盆地和银川盆地形成了 NE—NNE 向的挤压构造带。中生代特别是燕山运动形成的基本构造背景为该地区新生代的地质演化奠定了基础。在新生代时期,鄂尔多斯西南缘及其邻近地区最突出的特征是在其外围形成了一系列伸展的断陷盆地和在其西南缘形成了逆冲断层带。根据鄂尔多斯



(a) 研究区地理位置; (b) 研究区域; 图中地震震源机制解来自 <http://www.ceic.ac.cn/> 和沈正康等(2004); 深绿色圆圈代表6级以上地震, 时间起止: -1767B. C. 至2000A. D. (邓起东等,2003)

图1 华北构造与地震分布

块体的沉积物分布和断裂带的发育特征,将该地区的构造活动大致分为三个主要阶段:1)在始新世,渭河盆地、银川盆地和吉兰泰盆地开始发育,它基本上是在渐新世末期形成的;2)中新世末期,鄂尔多斯块体继续隆升,外围断陷带继续发展;此外,渭河断陷盆地向东延伸进入山西形成运城盆地;3)在上新世末期,受 NE—NNE 走向断裂控制,山西断陷带基本形成 (Deng Q. et al,1996;Zhao B. et al,2017;国家地震局《鄂尔多斯周缘活动断裂》课题组,1988)。

鄂尔多斯块体和华北平原北部边界由东西走向的河套地堑和张家口—渤海断裂带组成,该边界将华北块体与阿穆尔块体分隔开 (Zhang Y G. et al,2018;图1)。鄂尔多斯块体和华北平原的南边界是大约为东西走向的秦岭—大别山山脉前缘断裂带 (Zhang Y G. et al,2018;图1),地貌和地震学研究表明,该断裂带的第四纪构造活动有限 (Deng Q. et al,2003;邓起东等,2003;张培震等,2003)。华北平原的西边界是山西地堑系统,重大历史地震主要发生在沉积盆地内部,说明该边界存在强烈的构造活动。鄂尔多斯块体的西边界是近南北走向的吉兰泰—银川地堑和六盘山逆冲褶皱带,两者都具有强烈的构造活动和地震活动性。

2 根据 GPS 分析的变形速率和模式

2.1 GPS 数据和中国东部地壳块体之间的相对运动

图2描绘了不同地壳块体相对于固定欧亚大陆的运动。鄂尔多斯块体的台站相对于固定的欧亚大陆以 4~7 mm/a 的速度沿 N100°~130°E 的方向移动 (见图2),表明鄂尔多斯块体与欧亚大陆之间的相对运动基本稳定。华北平原中的大多数 GPS 速度矢量都在 5.0 ± 1.5 mm/a 的速度范围内,并且在 N100°~120°E 的

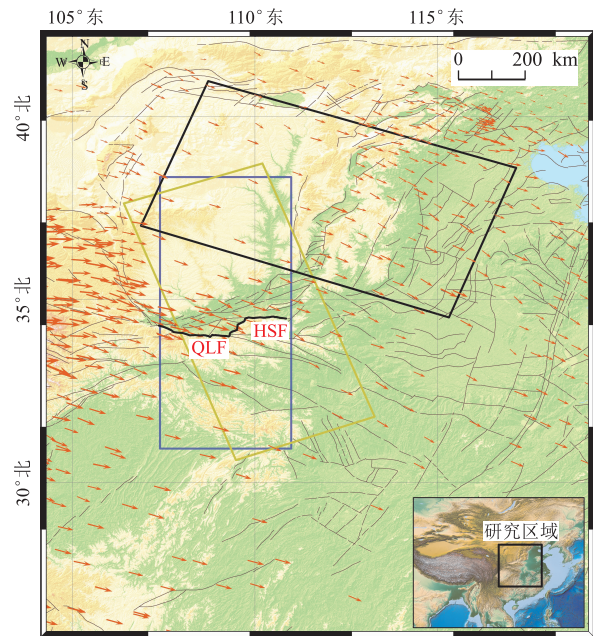
方向内(见图2),局部存在较大的变化。值得注意的是,速度从阿穆尔块体内部的1~2 mm/a逐渐增加到华北平原内部的5~6 mm/a(见图2;Zhang Y G. et al,2018)。依据活动断层探查和历史强地震的记载和记录,华南块体被认为是构造相对稳定的块体(邓起东等,2003;张培震等,2003)。GPS速度矢量显示了华南块体沿N100°~120°E方向的一致运动,速率为7~8 mm/a,在整个的华南块体内部区域没有发现明显的速度梯度带。与华北平原的北缘相似,华北平原的南缘附近5~6 mm/a的相对运动逐渐变化为华南块体内部的7~8 mm/a的速度(Zhang Y G. et al,2018)。

2.2 N0°E、N160°E和N110°E方向速率剖面分析

构造N0°E方向速度剖面(图2中的蓝色四边形)是为了探索华南块体与鄂尔多斯块体之间的运动差异。从N0°E速度剖面方向上的N90°E速度分量(图3a)可以看出,华南块体与鄂尔多斯块体之间存在明显的左旋走滑速率差异,差值为 2.27 ± 0.52 mm/a,该速率差横跨渭河地堑的长度约为200 km。图3b显示,华南块体和鄂尔多斯块体分别都以 -2.78 ± 0.98 mm/a和 -2.27 ± 0.80 mm/a的速度向南移动,两者之间存在 -0.51 mm/a的速率差,表明渭河地堑在南北方向上的拉张速率相对较小。Wang等(2011)报道了渭河裂谷的断层滑移速率,认为渭河裂谷的左旋走滑速率为 1.4 ± 0.5 mm/a,拉张速率为 0.5 ± 0.3 mm/a,本研究的结果与Wang等(2011)的结果比较一致。

构造N160°E方向速度剖面(图2中的黄色四边形)是为了研究渭河地堑内部是否存在垂直于主要构造走向的差异运动。N160°E速度剖面中的N70°E速度分量(图3c)基本平行于渭河地堑的主要构造线走向,由图3c可以看出,穿过渭河地堑的剪切走滑速率没有发生明显变化,表明渭河地堑的形成与其内部断层的走滑运动基本无关。由图3d可知,鄂尔多斯块体和华南块体都发生了向东南方向的移动,且渭河地堑内部(即华山断裂两侧)的速率差异显著,在剖面0~400 km的速率约为4.0 mm/a;进入华南块体后,速率明显快速增长,在剖面600~1000 km的速率约为5 mm/a;华南块体与鄂尔多斯块体在N160°E方向上的速率差约为1 mm/a,是N0°E速度剖面方向上拉张速率的两倍,这意味着渭河地堑的主要拉张方向是NW—SE方向。1556年陕西华县8¹/₄级特大地震造成80万人丧生,其地震发生断层被认为是NE—NEE走向的华山断裂,该断层是全新世活动断层,控制着渭河盆地第四纪沉降中心和最高地形。本研究观察到约1 mm/a的拉张速率与已有研究结果中中华山断裂的约1 mm/a倾滑速率相当(徐伟等,2017;杨源源等,2012;Li D. et al,2015;李祥根等,1983;Rao G. et al,2014),表明华山断裂吸收了鄂尔多斯块体的主要伸展变形。

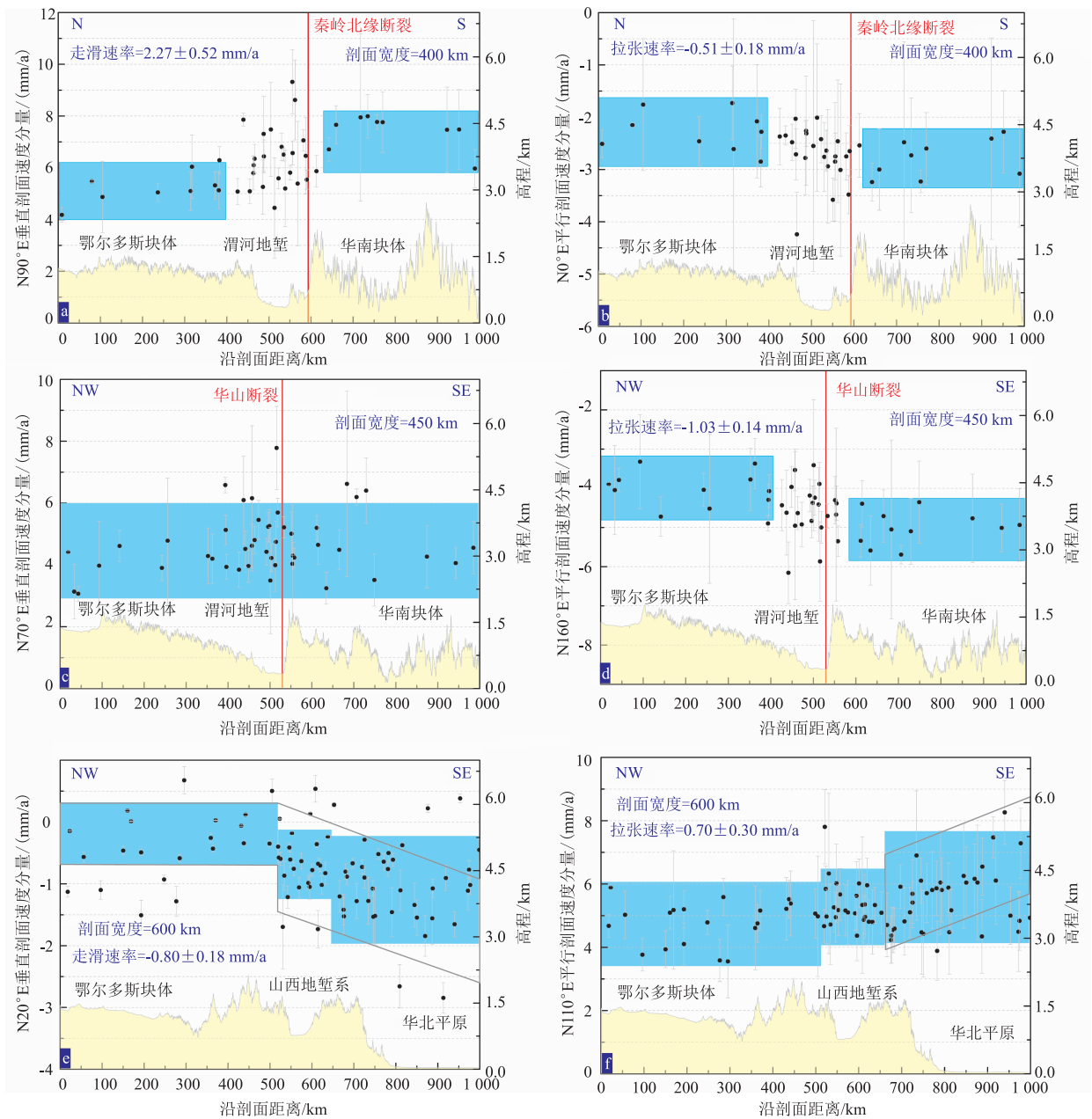
构造N110°E方向速度剖面(图2中的黑色四边形)是为了探测山西地堑系统的变形,并在该剖面上绘制了鄂尔多斯块体和华北平原中测站的N20°E(图3e)和N110°E(图3f)的速度分量。通过N20°E速度可以检测鄂尔多斯块体与华北平原之间在大致南北方向上是否有走滑运动。由图3e可知,鄂尔多斯块体和华北平原都略微向南移动,而穿过山西地堑系统和华北平原的剖面却显示出与鄂尔多斯块体不同的运动学模式,针对该现象可以提出两种解释:一种是,穿过山西地堑系统的速率差存在阶梯式变化,这种变化导致地堑系统发生约0.8 mm/a的右旋走滑;另一种是,山西地堑系统的速率沿东南方向逐渐增加,并在一个更宽范围内形成了右侧走滑,而鄂尔多斯块体的速度却保持在一个稳定范围内。通过N110°E速度可以检测鄂尔多斯块体与华北平原之间在大致东西方向上是否存在拉张或挤压。由图3f可知,鄂尔多斯块体和华北平原都向东移动,而穿过山西地堑系统和华北平原的剖面却显示出与鄂尔多斯块体不同的运动学模式,针对该现象也可以提出两种解释:一种是,穿过山西地堑系统的速率差存在阶梯式变化,山西地堑系统的拉张速率约



蓝色四边形为图3a、3b的研究区域;黄色四边形为图3c、d的研究区域;黑色四边形为图3e、f的研究区域;GPS数据来自Zheng等(2017);HSF:华山断裂;QLF:秦岭北缘断裂

图2 以欧亚大陆为固定参考系的华北GPS速度场

为 0.7 mm/a;另一种是,华北平原内的速率沿东南方向逐渐增加,而鄂尔多斯块体的速度却保持在稳定范围内。Wang 等(2011)报道了山西裂谷的断层滑移速率,山西裂谷的右旋走滑速率为 0.6 ± 0.5 mm/a,拉张速率为 0.8 ± 0.3 mm/a,本研究的结果与 Wang 等(2011)的结果比较一致。



GPS 速度分量被指定东和北为正;蓝色条带标表示平均速度分量可接受范围;黄色不规则图形表示地形剖面;每个剖面的位置见图 2

图 3 GPS 速度剖面和地形剖面

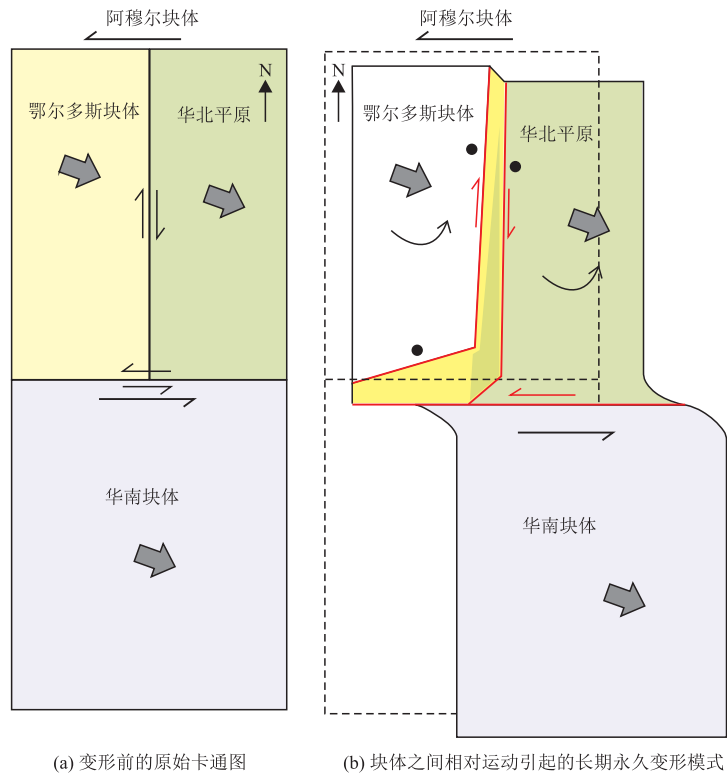
3 变形模型和地震活动性

汾渭断陷带的变形模式与华北平原和西藏东部有很大的不同,华北平原受到其南北边界上的左旋剪切作用在其内部形成了一系列近南北向右旋断裂,这些内部的右旋走滑断裂调节和吸收了华北平原现今的构造变形(Zhang Y G. et al,2018);而西藏东部在南北向的右旋剪切作用下在该区域内形成了一系列东西向的左旋断裂(England P. et al,1990;Savage J C.,2000)。

图 4a 为汾渭断陷带变形前的原始卡通示意图,变形前鄂尔多斯块体和华北平原为一个整体,华南地块是刚性的。在不同块体之间的相对运动期间,华南块体比鄂尔多斯块体更快地向 ESE 方向移动,从而在渭

河地堑的南部边界上创造一个左旋简单剪切作用区,造成渭河地堑在NS和SES方向的构造拉张作用(图3,图4b)。左旋简单剪切作用为渭河地堑的进一步扩展提供了空间(图4b)。随着拉张的继续作用,纯剪切可能已经利用了薄弱地带主导了现今的变形,在渭河地堑中形成了一系列NEE走向的正断层。NEE走向断裂吸收了大部分的震间剪切作用,从而积累了弹性应变,当应变累积超过某个NEE走向断层的摩擦强度时,会发生大地震以释放累积的应变。地震破裂和永久变形预计将发生在NEE走向的纯剪切倾滑断裂上。

由图4b可知,华北平原比鄂尔多斯块体更快地向ESE方向移动,从而在鄂尔多斯块体的东边界上形成了一个右旋简单剪切作用,并造成了山西地堑系统在约EW方向上的构造拉张,从而形成了山西地堑系统,地堑系统受到的右旋走滑速率和拉张速率分别约为0.8 mm/a和0.7 mm/a。这种扭张变形模式使山西地堑系统从南到北形成一系列小型拉分盆地,如临汾盆地、太原盆地和大同盆地,地质和地震观测结果也验证了这种变形。山西地堑系统中几乎所有的历史性大地震都发生在兼具倾滑或走滑特征的北北东走向断裂带上,例如,1303年的山西洪洞8级地震是中国历史上最早的8级地震,也是山西地堑系统中记录的最大地震,根据地质观察和古地震探槽结果,该次地震的地表破裂以倾滑位移为主,兼具一定的水平位移(Xu Y., 2014; Xu Y. et al, 2018; Jiang W. et al, 2004)。山西地堑系统内大型历史地震的震源机制解(图1)也表现出明显的右旋走滑位移和倾滑位移(沈正康等, 2004; He J. et al, 2003)。汾渭断陷带的这种变形模式导致了地震复发间隔相对较短的大地震的发生(Xu Y., 2014)。汾渭断陷带的特征可归纳如下:1)由拉张引起的纯剪切产生的应变很容易集中在主要边界断层上;2)长期的持续拉张维持了每个断层上的应变速率不断增长导致大地震的产生;3)地震会产生次级断层,这些次级断层可以调节震间应变,反过来又会引起地震。



(a) 变形前的原始卡通图; (b) 块体之间相对运动引起的长期永久变形模式

图中红线表示活动断层,灰色粗体箭头的方向和大小表示块体运动的方向和速率,黑色粗体小箭头表示构造拉张的方向。

图4 汾渭断陷带变形模式卡通示意

4 结论与讨论

综上所述,本研究通过最新GPS数据分析发现,汾渭断陷带的现今变形主要由几乎纯剪切滑动的正断层所支配,即由鄂尔多斯块体、华北平原和华南块体之间的相对运动所驱动。构造拉张由山西地堑系统中NNE向断裂的右旋走滑以及鄂尔多斯块体与华南块体之间的左旋走滑所调节。这种变形模式对汾渭断陷带的地震发生和地球动力学具有重要意义。

渭河地堑的东部地区的地震危险性远高于西部地区的一个重要的原因是整个东部地区SES方向的拉张速率几乎是整个西部地区NS方向拉张速率的2倍。山西地堑系统的地震灾害危险性也很高,其原因是山西地堑系统的走滑速率和拉张速率基本上相等,未来的大地震可能会继续在山西地堑系统的NNE向断裂上发生,大地震的活动方式可能是倾滑或右旋走滑。汾渭断陷带作为一个新生代的拉张盆地,其形成是由于地壳伸展和岩石圈变薄,而块体移动是驱动这一地质过程的重要机制。本研究的结果表明,汾渭断陷带驱动

伸展的过程将会长期持续,基于渭河地堑优势的最大拉张方向约为 N160°E。

参考文献

- 邓起东,张培震,冉勇康,等. 2003. 中国活动构造与地震活动[J]. 地学前缘, 10(特刊): 66-73.
- 高彬,贾科,周仕勇. 2016. 华北地区 1900~1970 年 5 级以上地震发震位置与震源机制研究[J]. 地球物理学报, 59(11): 4089-4099.
- 国家地震局《鄂尔多斯周缘活动断裂》课题组. 1988. 鄂尔多斯周缘活动断裂系[M]. 北京:地震出版社.
- 李祥根,冉勇康. 1983. 华山北坡及渭南塬前活断层[J]. 华北地震科学, 1(2): 10-18.
- 沈正康,万永革,甘卫军,等. 2004. 华北地区 700 年来地壳应力场演化与地震的关系研究[J]. 中国地震, 20: 211-228.
- 徐伟,杨源源,袁兆德,等. 2017. 华山西山前断错地貌及晚第四纪活动性[J]. 地震地质, 39(3): 587-604.
- 杨源源,高战武,徐伟. 2012. 华山西山前断裂中段晚第四纪活动的地貌表现及响应[J]. 震灾防御技术, 7(4): 335-347.
- 张培震,邓起东,张国民,等. 2003. 中国大陆的强震活动与活动地块[J]. 中国科学(D辑): 46: 13-24.
- Chen W P, J Nabelek. 1988. Seismogenic strike-slip faulting and the development of the North China Basin[J]. Tectonics, 7(5): 975-989.
- Deng Q, Liao Y. 1996. Paleoseismology along the range-front fault of Helan Mountains, north central China[J]. J. Geophys. Res., 101: 5873-5893.
- Deng Q, Zhang P, Ran Y, et al. 2003. Basic characteristics of active tectonics of China[J]. Science in China Series D: Earth Sciences, 46(4): 356-372.
- England P, Molnar P. 1990. Right-lateral shear and rotation as the explanation for strike-slip faulting in eastern Tibet[J]. Nature, 344(6262): 140-142.
- Hao M, Wang Q, Shen Z, et al. 2014. Tectonophysics Present day crustal vertical movement inferred from precise leveling data in eastern margin of Tibetan Plateau[J]. Tectonophysics, 632: 281-292.
- He J, Liu M, Li Y. 2003. Is the Shanxi rift of northern China extending [J]. Geophysical Research Letters, 30(23): 2213.
- Jiang W, Deng Q, Xu X, et al. 2004. Surface rupture zone of the 1303 Hongtong m = 8 earthquake, Shanxi province[J]. ACTA Seismol. Sin., 26: 355-362.
- Li D, Du J, Ma Y. 2015. Active faults and dip slip rates along the northern margins of the Huashan Mountain and Weinan loess tableland in the southeastern Weihe Graben, central China[J]. Journal of Asian Earth Sciences, 114: 266-278.
- Liu M, Shen Z, Wang S, et al. 2007. Active tectonics and intracontinental earthquakes in China: the kinematics and geodynamics[J]. Geol. Soc. Ame., 2425: 299-318.
- Molnar P, Tapponnier P. 1975. Cenozoic tectonics of Asia: effects of a continental collision[J]. Science, 189: 419-426.
- Northrup C J, Royden L H, Burchfiel B C. 1995. Motion of the Pacific plate relative to Eurasia and its potential relation to Cenozoic extension along the eastern margin of Eurasia[J]. Geology, 23: 719-722.
- Rao G, Lin A, Yan B, et al. 2014. Tectonic activity and structural features of active intracontinental normal faults in the Weihe Graben, central China[J]. Tectonophysics, 638: 270-285.
- Savage J C. 2000. Viscoelastic-coupling model for the earthquake cycle driven from below[J]. J. Geophys. Res., 105(B11): 25525-25532.
- Shen Z K, Zhao C, Zhao A, et al. 2000. Contemporary crustal deformation in East Asia constrained by global positioning system measurements[J]. J. Geophys. Res., 105(B3): 5721-5734.
- Tapponnier P, Molnar P. 1977. Active faulting and tectonics in China[J]. J. Geophys. Res. 82: 2905-2930.
- Wang H, Liu M., Cao J, et al. 2011. Slip rates and seismic moment deficits on major active faults in mainland China[J]. J. Geophys. Res., 116.
- Wang Q, Zhang P Z, Freymueller J T, et al. 2001. Present-day crustal deformation in continental China constrained by Global Positioning System measurements[J]. Science, 294(5542): 574-577.
- Wesnousky S G, L M Jones, C H Scholz, et al. 1984. Historical seismicity and rates of crustal deformation along the margins of The Ordos block, North China[J]. Bull. Seism. Soc. Am., 74: 1767-1783.
- Xu Y. 2014. A study on the late Quaternary faulting of the Huoshan piedmont fault zone in the central Shanxi faulted basin belt[J]. Recent Developments in World Seismology, 6: 37-39.
- Xu Y, He H, Deng Q, et al. 2018. The CE 1303 Hongdong earthquake and the Huoshan Piedmont Fault, Shanxi Graben: Implications for magnitude limits of normal fault earthquakes[J]. J. Geophys. Res., 123.

- Yin A. 2010. Cenozoic tectonic evolution of Asia: a preliminary synthesis[J]. *Tectonophysics*, 488:293 – 325.
- Zhang Y G,Zheng W J,Wang Y J,et al. 2018. Contemporary deformation of the North China plain from global positioning system data [J]. *Geophysical Research Letters*, 45:1851 – 1859.
- Zhao B,Zhang C,Wang D,et al. 2017. Contemporary kinematics of the Ordos block,North China and its adjacent rift systems constrained by dense GPS observations[J]. *Journal of Asian Earth Sciences*, 135:257 – 267.
- Zheng G,Wang H,Wright T J,et al. 2017. Crustal deformation in the India-Eurasia collision zone from 25 years of GPS measurements [J]. *J. Geophys. Res.*, 122:9290 – 9312.

Contemporary Deformation of the Fenwei Faulted Zone From Global Positioning System Data

ZENG Yaguang¹, LI Wei^{1,2}, LIU Shao³

(1. China Seismological Bureau, Second Crustal Deformation Monitoring Center, Shaanxi Xi'an 710054, China;

2. China Seismological Bureau, Institute of Geology, Beijing 100029, China;

3. Sichuan Earthquake Agency, Sichuan Chengdu 610041, China)

Abstract: The Fenwei faulted zone is an area with a high degree of earthquake risk. This study uses the latest GPS data relative to the fixed Eurasian continent covering the Chinese mainland. Through the analysis of the tectonic velocity profiles, it is found that although the Ordos block, the North China Plain and the South China block are moving to the southeast, the relative movement among them is obviously different; although there is basically no shear slip inside the Weihe graben, its extension rate is very significant; the Shanxi graben system has roughly equal extensional and right-lateral strike-slip components; compared to the Ordos block, the rapid southeastward movement of the rigid South China block and the North China Plain imposed a strong tectonic extension on the Fenwei faulted Zone, forming the current transextensional deformation.

Keywords: fenwei faulted zone; GPS; block motion; tectonic extension

用主成分分析方法综合分析 鲜水河断裂带跨断层形变资料

罗宇, 张文

(四川省地震局地壳形变观测中心, 四川雅安 625000)

摘要:本研究以鲜水河断裂带为例,通过断层三维活动参数、断层活动信息合成和主成分分析等方法,对汶川8.0、芦山7.0和康定6.3级地震前后鲜水河断裂带地区的跨断层形变资料进行了综合分析;计算断层水平扭错速率、水平张压活动速率的各个主成分和能够反映断层总体活动水平的综合指标 W 。结果表明:主成分分析方法能够最大限度地保留原始信息,剔除相关干扰,有利于前兆资料的分析研究;综合指标 W 可以较好地反映前兆资料的异常变化,能够代表一个地区前兆观测资料的总体映震水平;鲜水河断裂带跨断层资料对汶川8.0、芦山7.0和康定6.3级地震具有较好的映震能力,从中可以捕捉到中强地震的“孕育—发展—发生”过程中强震的前兆异常信息。

关键词:跨断层;鲜水河断裂带;主成分分析;映震能力

中图分类号:P315.7 **文献标识码:**B **文章编号:**1001-8115(2021)02-0018-06

DOI:10.13716/j.cnki.1001-8115.2021.02.004

在地震前兆监测网络中,地形变测量,特别是短基线和短水准测量,由于其更多地建立在地表而导致其观测结果通常反映的不仅仅是想要知道的断层活动信息,还包含了气温、降雨等外在因素的影响。由于这些外在因素对形变监测的影响不能被直接测量,目前通常的做法是采用一些统计方法或模型,比如回归分析(Matsumoto et al, 2013)、周期变化分析法(陈绍绪等, 1999)、多元线性回归法(卢良玉等, 1990)、模糊数学法(冯德益等, 1983)、维纳滤波法(吴大铭等, 1983)、褶积滤波法(刘澜波等, 1983)以及卡尔曼滤波法(游丽兰等, 1992)来估计或消除这些影响。这类方法基本的假设是外在因素对各测段的影响是等量的,但实际研究显示并非如此(黄建平等, 2012)。此外在日常的数据分析工作中,常常会出现各项参数在一些地震前后并没有同步性变化;一方面有些参数在同一地震前出现明显的异常,但各项参数间的异常形式并不相同,甚至一些参数并不出现异常;另一方面在无震情况下,有些参数出现了不同形式的异常,而另外一些参数并未表现出异常;诸如此类问题,都会给实际数据分析工作造成很大影响。

主成分分析方法正是解决这类问题的理想办法(方开泰, 1989;唐启义, 2002)。它是在原始数据的基础上,通过参数特征计算出各个指标所占权重,避免了主观上的随意性;然后按照各个指标所占权重进行高维变量的降维处理,从而得到由若干个指标线性组合而成的综合指标(即若干个主成分)。这些主成分彼此间虽然相互独立,却在最大程度上保留了原始参数中的信息。本研究通过主成分分析方法,对汶川8.0、芦山7.0和康定6.3级地震前后鲜水河断裂带跨断层形变资料进行综合分析,以期能有效提取到强震的前兆异常信息,获得研究地区前兆资料的总体映震水平。

1 采取的资料和方法

1.1 跨断层资料

鲜水河断裂带上的场地多位于川西高原,海拔大多在3000米以上,土质为黄土砾石,较为坚实,冻土层深度在0.5~1.0米不等。图1为鲜水河断裂带跨断层流动场地分布情况,其中包括侏倭、格篭坝子、格鲁、虚墟、虾拉沱、道孚、沟普、龙灯坝、老乾宁、折多塘、榆林、安顺场和田湾。芦山7.0级地震后,四川省地震局

收稿日期:2020-11-30 修回日期:2020-12-01

基金项目:中国地震局监测、预测、科研三结合课资助(编号:3JH-202001076)。

作者简介:罗宇(1996-),女,四川成都人,助理工程师,现主要从事地震监测与分析工作。E-mail:2737191038@qq.com

原始数据进行标准化处理(见公式4)。

$$x'_{ij} = \frac{x_{ij} - \bar{x}_j}{\sqrt{\text{var}(x_j)}} \quad (i = 1, 2, 3, \dots, n; j = 1, 2, 3, \dots, p) \quad (4)$$

式中 $\bar{x}_j = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n x_{ij}$, $\text{var}(x_j) = \frac{1}{n-1} \sum_{i=1}^n (x_{ij} - \bar{x}_j)^2$ 。

2) 依照标准化数据表 $(x'_{ij})_{p \times n}$, 计算出相关系数矩阵 $R = (r_{ij})_{p \times n}$, 其中

$$r_{ij} = \frac{\sum_{k=1}^n (x_{ki} - \bar{x}_i)(x_{kj} - \bar{x}_j)}{\sqrt{\sum_{k=1}^n (x_{ki} - \bar{x}_i)^2 \sum_{k=1}^n (x_{kj} - \bar{x}_j)^2}} \quad (5)$$

3) 根据特征方程 $|R - \lambda I| = 0$, 得出特征根 λ_i , 并使其按照从大到小顺序排列, $\lambda_1 \geq \lambda_2 \geq \dots \geq \lambda_p$, 与之相应的特征向量为 $u_i = (u_{i1}, u_{i2}, u_{i3}, \dots, u_{ip}) (i = 1, 2, 3, \dots, p)$ 。

4) 计算主成分 $z_m = \sum_{j=1}^p u_{mj} x_j$ 。

5) 计算主成分的贡献率 $e = \lambda_i / \sum_{i=1}^p \lambda_i$ 和累计贡献率 $E_m = \sum_{j=1}^m \lambda_j / \sum_{i=1}^p \lambda_i$ 。贡献率大小决定了各个主成分中包含的原始变量中信息量大小, 贡献率越大, 说明该主成分中所包含的原始变量信息越强; 主成分个数一般是由主成分的累积贡献率所决定的, 一般取 $E_m > 85\%$ 的最小 $m (m < p)$, 这样才能保证综合变量能包括原始变量中的大多数信息, 从而对 m 个主成分进行综合分析。

6) 计算综合指标 $W = \sum_{i=1}^m e_i z_i$ 。通过主成分分析得到的 m 个主成分 $z_1, z_2, \dots, z_m (m \leq p)$ 和相应的权值 (贡献率 e), 就能够计算出水平扭错速率和水平张压活动速率的综合指标 W 。

2 结果分析

主成分分析是考察多个变量间相关性的一种多元统计方法, 研究如何通过少数几个主成分来揭示多个变量间的内部结构, 即从原始变量中导出少数几个主成分, 使它们尽可能多地保留原始变量的信息, 且彼此间互不相关。主成分分析只有当多变量之间相关性较大才会有信息重叠, 进而降低维数。KMO 检验和 Bartlett 球状检验都是针对相关性检验, 只有当相关性充分满足既定标准 (见表 1), 才符合降低维数的要求, 否则都相互独立, 就没有任何可以提取的主成分了。

为实现最大化数据间相关性匹配, 挖掘更多前兆信息, 保证合成数据的客观有效, 对鲜水河断裂带上侏倭、格筈、墟虚、龙灯坝、老乾宁 5 个跨断层综合场地 1982 ~ 2020 年的水平张压速率和水平扭错速率进行主成分分析前, 对所合成的资料进行 KMO 和 Bartlett 球状检验, 检验结果 (见表 2) 适宜性符合规定要求。计算得到各主成分的特征向量、特征值、贡献率、累计贡献率, 保证各主成分累计贡献率超过 85%, 得到了前 4 个主成分的特征值、特征向量和贡献率 (见表 3)。

表 2 KMO 和 Bartlett 检验结果

KMO 取样适切性量数	0.745	
	近似卡方	357.802
Bartlett 球形度检验	自由度	45
	显著性	0.00

表 1 KMO 和 Bartlett 度量标准

检测类别	值的范围	主成分分析适合情况
KMO 值	大于 0.9	非常适合
	0.8 ~ 0.9	很适合
	0.7 ~ 0.8	适合
	0.6 ~ 0.7	勉强适合
	0.5 ~ 0.6	不太适合
	小于 0.5	不适合
BartlettP 值	小于或者等于 0.01	适合

表 3 前 4 个主成分的值及综合指标

主成分	第一主成分	第二主成分	第三主成分	第四主成分	综合指标
1982	-2.89	-0.53	-0.56	-0.23	-2.13
1983	-1.37	-1.91	-2.54	0.62	-1.40
1984	-1.51	0.71	0.84	0.42	-0.82
...	-	-	-	-	-
2018	2.56	-2.37	-0.64	3.72	1.70
2019	0.81	0.02	3.12	1.28	0.98
2020	-0.69	-1.92	0.29	-0.65	-0.75

图2是通过计算得到的前4个主成分的时间序列曲线,由图2可知,各成分的时间序列曲线在地震前后均出现了不同形态的异常变化。第一主成分在2005年以前曲线变化较为平稳,在2005年后曲线出现向低值区下降的变化,下降形态持续了3年,直至汶川8.0级地震发生后,曲线形态才逐渐恢复至震前平稳状态,这一变化可能是汶川地震的中长期前兆异常。从2012年开始,第一主成分曲线平稳形态再次被打破,出现大幅度上升;并于次年上升过程中发生了芦山7.0级地震,但震后曲线异常形态并未消失,而继续呈上升趋势;直至康定6.3级地震发生后,曲线才逐渐开始下降。第二和第三主成分的变化情况较为复杂,在1985~1992年期间,主成分曲线主要表现为向低值区下降,这可能是受周边先后发生的理塘5.6、道孚5.0、巴塘6.7级地震的影响;第二主成分在1985年开始向低值区下降,在1988年出现转折;第三主成分在1986年开始向低值区下降,在1992年出现转折;造成这种现象的原因可能是第二和第三主成分在前兆捕获能力以及受震后效应的影响上存在一定差别造成的;第三主成分在前兆捕获以及震后效应方面表现更为敏感,说明在此时期,鲜水河断裂带及周边附近的断裂带正值活跃时期。在芦山7.0、康定6.3级地震前,第四主成分曲线在不同程度上都分别出现了异常,2018年曲线出现的高值区可能是受场地改造影响。表4是前4个主成分的贡献率,由该表可知,第三和第四主成分的贡献率较第一和第二主成分的贡献率小,故第三和第四主成分涵盖的信息量也相对比较少。

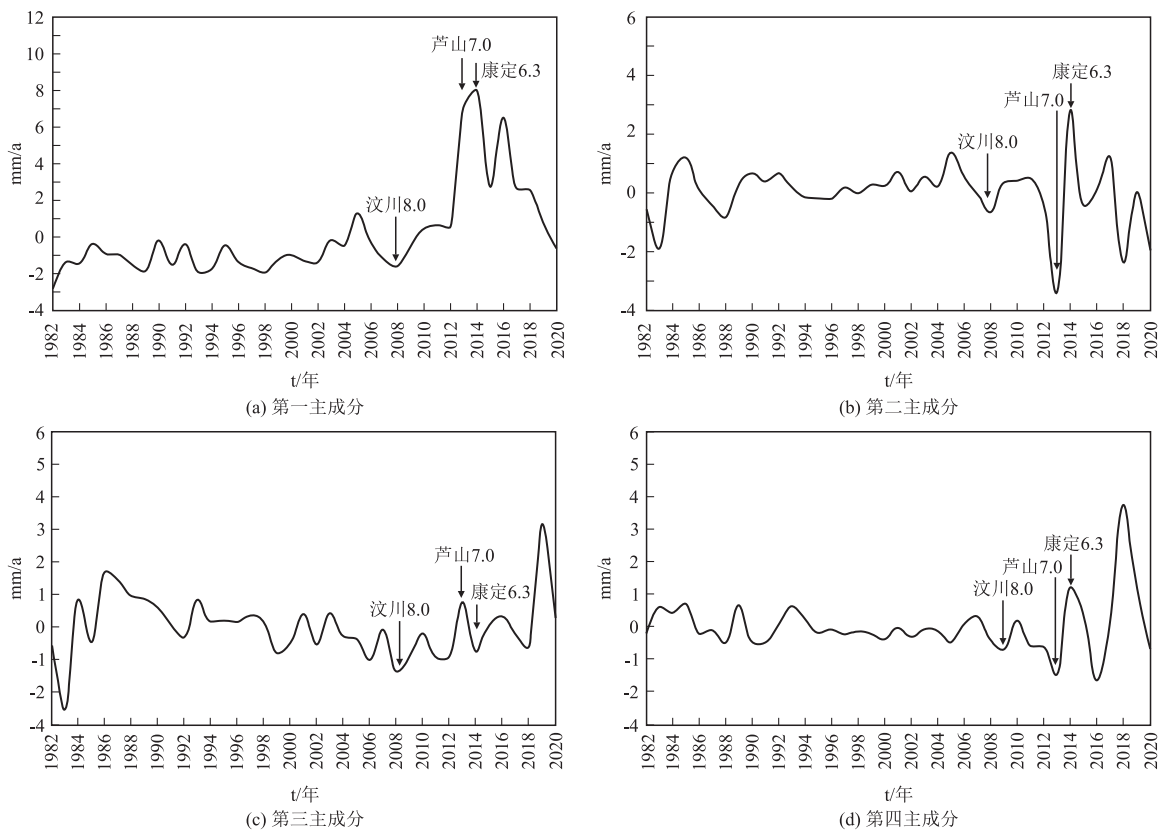


图2 断层各主成分随时间的变化曲线

图3是通过主成分分析得到的能够反映鲜水河断裂带总体活动水平的综合指标W随时间的变化曲线,其曲线变化形态与图2a中的第一主成分的变化形态极为相似,这是因为第一主成分的贡献率达到了总体的60.6%,包含的信息量最多,综合性能较强,曲线形态平滑,受环境性因素影响小,信息可信度高。由图3可知,综合指标曲线在2005年向低值区下降,一直持续到2008年汶川8.0级地震发生后才逐渐趋于稳定,说明鲜水河断裂带在汶川8.0级地震前存在3年闭锁期前兆异常;综合指标曲线在2012年后又一次出现大幅度的变化,呈现不断上升趋势

表4 前4个主成分的贡献率及综合指标

主成分	第一主成分	第二主成分	第三主成分	第四主成分	综合指标
贡献率	0.606	0.112	0.090	0.072	0.881

势,并在上升过程中发生了2013年芦山7.0级地震;芦山7.0级地震发生后,曲线并未下降或稳定,而是继续上升,直到2014年康定6.3级地震后才开始震荡下降。通过对侏倭、格菱坝子、虚墟、龙灯坝、老乾宁5个地区跨断层综合场地综合分析认为:2012~2014年期间,各个场地在芦山7.0和康定6.3级地震前均出现了异常,但原始曲线在异常识别与区分上存在一定难度。通过图2也不难发现,芦山7.0和康定6.3级地震在第二和第四主成分中表现出的异常形态不尽相同,说明两次地震的异常是分别独立的,该时段的综合指标中包含了芦山7.0和康定6.3级地震的总体活动信息。

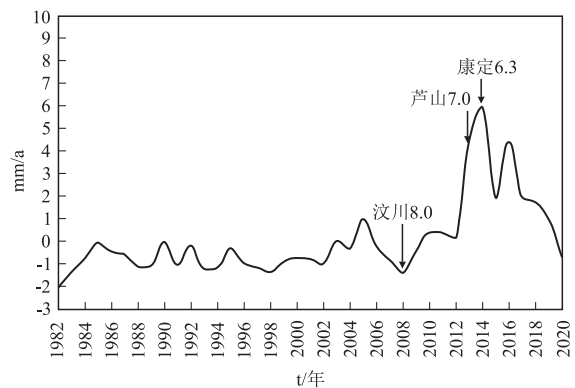


图3 断层活动参数综合指标随时间的变化曲线

3 结论

本研究基于鲜水河断裂带上的跨断层水准和综合场地资料,采用了断层三维活动参数、活动速率计算和主成分分析方法,对鲜水河、龙门山断裂带上汶川8.0、芦山7.0和康定6.3级地震前后的观测数据进行了综合分析,结果表明:1)通过断层活动信息合成和主成分分析算法可以剔除一些干扰信息,有助于前兆观测资料分析。2)本研究通过对鲜水河断裂带断层活动参数进行计算得知,鲜水河断裂带跨断层形变资料对汶川8.0、芦山7.0和康定6.3级地震有较好的映震能力,从中捕捉到了三次强震“孕育—发展—发生”过程中的前兆异常信息,证实了鲜水河断裂带2012~2014年的综合指标中包含了芦山7.0和康定6.3级地震的总体活动信息。这也说明了我们在分析预报工作中不能简单、机械地将各个断层进行地理上的分割讨论。

参考文献

- 陈绍绪,王宝坤,张跃刚. 1999. 华北地区地倾斜中短期地震前兆识别及预报方法研究[J]. 地壳形变与地震, (4): 10-16.
- 冯德益,虞雪君. 1983. 模糊数学方法与应用[J]. 地震, (5): 56-62.
- 方开泰. 1989. 实用多元统计分析[M]. 上海:华东师范大学出版社, 286-295.
- 黄建平,石耀霖,孙玉军,等. 2012. 气温变化对唐山地震台跨断层形变观测的影响[J]. 中国地震, 28(2): 222-230.
- 卢良玉,徐心同,马秉圭. 1990. 金县台短水准干扰因素的剖析及海城地震前形变异常可靠性的研究,国家地震局科技监测司汇编:地震监测与预报方法清理成果汇编—大地形变分册[M]. 北京:地震出版社, 86-92.
- 刘澜波,郑香媛. 1983. 地下水动态译文集[M]. 北京:北京科学技术出版社.
- 唐启义. 2002. 实用统计分析及其DPS数据处理系统[M/OL]. 北京:科学出版社.
- 吴大铭,韩大宇. 1983. 用多道维纳滤波方法处理唐山地震前后的大灰厂三种形变资料[J]. 地震学报, 000(001): 33-40.
- 游丽兰,刘大杰,黄加纳,等. 1992. 跨断层测量资料的卡尔曼滤波数学模型[J]. 中国地震, 8(3): 46-54.
- Matsumoto, Norio. 2013. Regression analysis for anomalous changes of ground water level due to earthquakes[J]. Geophysical Research Letters, 19(12): 1193-1196.

Comprehensive Analysis of Cross fault Deformation data of Xianshuihe fault zone by Principal Component Analysis

LUO Yu,ZHANG Wen

(Crustal Deformation Observation Center of Sichuan Earthquake Agency,Sichuan Yaan 625000)

Abstract: In this paper, the Xianshuihe fault is taken as an example to study the cross - fault deformation data of Xianshuihe fault area before and after Wenchuan $M_s8.0$, Lushan $M_s7.0$ and Kangding $M_s6.3$ earthquakes by using the methods of 3D fault activity parameters, fault activity information synthesis and principal component analysis. The principal components of the horizontal fault torsion fault rate, the horizontal tension activity rate and the comprehensive index W which can reflect the overall fault activity level are calculated. The results show that the principal component analysis method can retain the original information to the maximum extent and eliminate the relevant interference, which is beneficial to the analysis and research of precursor data. The comprehensive index W can better reflect the abnormal changes of precursor data, and can represent the overall seismic response level of precursor observation data in a region. The results also show that the cross-fault data of Xianshuihe fault appeared abnormally before Wenchuan $M_s8.0$, Lushan $M_s7.0$ and Kangding $M_s6.3$ earthquakes, and it has good seismic mapping ability. The process of "incubation, development and occurrence" of moderate and strong earthquakes can be captured and the precursor anomaly information of moderate and strong earthquakes can be extracted.

Keywords: across the fault; Xianshuihe fault zone; principal component analysis; earthquake response ability

鲜水河炉霍段断层现今活动特征

杨鹏¹, 彭丽媛²

(1. 四川省地震局, 四川 成都 610041; 2. 四川省地震局地壳形变观测中心, 四川 雅安 625000)

摘要:鲜水河断裂是川滇菱形块体东边界的重要组成部分,为一条NW向的大型左旋走滑断裂。炉霍段断裂在不到160年的时间发生了1816年7½级和1973年7.6级两次大地震,强震复发行为表现出丛集特征,其断层现今活动特征值得关注。本研究利用虾拉沱跨断层形变观测资料,从断层运动方式和平均速率两个方面分析了虾拉沱断层现今活动特征,结果表明:鲜水河断裂炉霍段断层整体以左旋、拉张活动为主,兼具逆断活动;断层活动速率的时间进程具有阶段性特征,2000~2015年断层在水平滑动、水平张压和垂直升降分量上的活动速率分别为2.19 mm/a、0.37 mm/a和-0.25 mm/a,断层左旋张性活动明显;2016~2019年断层在水平滑动、水平张压和垂直升降分量上的活动速率分别为1.98 mm/a、-0.22 mm/a和-0.20 mm/a,呈现出左旋压性活动特征,在张性背景下发生压性转折。

关键词:跨断层资料;断层运动方向;断层平均速率;活动程度

中图分类号:P315.7 **文献标识码:**B **文章编号:**1001-8115(2021)02-0024-05

DOI:10.13716/j.cnki.1001-8115.2021.02.005

鲜水河断裂位于青藏高原东缘,是川滇菱形块体东边界的重要组成部分,为一条NW向的大型左旋走滑断裂,也是中国强震频发的断裂之一。为研究鲜水河断裂活动特征,1973年2月炉霍7.6级地震后,四川省地震局在该断裂带上布设了跨断层形变测点。目前,鲜水河断裂带上共有14个跨断层形变观测场地,具体为:2个水准场地,7个包含水准和测距观测手段的综合场地,4个包含水准、测距和水平蠕变观测手段的综合场地,2个水平蠕变场地。在鲜水河断裂带北段布设了4个场地,中段布设了4个场地,南段布设了6个场地。经过40多年的跨断层形变观测,积累了丰富的观测数据,为研究鲜水河断裂的现今活动和潜在地震危险性提供了基础支撑。

利用跨断层形变观测手段分析断层的近场变化具有良好的成效,基于跨断层形变观测数据计算出的断层活动参数(水平滑动量、水平张压量和垂直变化量)能够较好地反应出断裂的活动情况(薄万举等,1998;周硕愚,1994)。已有学者采用跨断层观测手段对鲜水河断裂带开展过大量的研究。杜方等(2010)基于30多年观测资料分析了鲜水河断裂北西段在1973年M_L7.6地震后近、远场的滑动和变形,以及它们的时、空变化特征,并依据近场蠕滑速率衰减趋势分析认为鲜水河炉霍段逐渐进入“闭锁”状态。杨永林等(2007)利用鲜水河断裂带多个跨断层形变场地测量资料探讨了该断裂当前的活动特征,分析认为鲜水河北西段为偏张性左旋走滑运动。方颖等(2015)基于跨断层形变观测资料对鲜水河断裂西北段运动特征进行了分析,认为随着断层深度的增加,滑动量逐渐减弱。马伶俐等(2015)对康定M_L6.3地震前鲜水河断裂带南段的形变观测资料进行异常分析认为老乾宁观测曲线的持续上升反映了断裂南段的活动性有所增强。本研究利用鲜水河断裂带炉霍段上虾拉沱跨断层场地的短水准和短基线观测资料,从断层运动方向和平均活动速率两个方面分析炉霍段断裂的现今活动特征,为评估该段断裂潜在的地震危险性提供依据。

1 资料及计算方法

鲜水河断裂为强震活动频繁、高滑动速率的左旋走滑断裂,在过去三百年里发生过8次7级以上强震,

收稿日期:2020-09-10;修回日期:2021-02-07

基金项目:四川省地震局2020年度科技专项“LY2003”。

作者简介:杨鹏(1991-),男,河南光山人,助理工程师,主要从事地壳形变分析预报工作。E-mail:773640460@qq.com.

这些强震几乎覆盖了整条断裂(见图1;Wen et al,2008;梁明剑等,2020)。鲜水河断裂炉霍段在不到160年的时间发生了1816年7½级和1973年7.6级两次大地震,历史地震和古地震显示该断裂的强震复发行为并不遵循周期和准周期性行为特征,表现出丛集行为特征。

1.1 资料概况

虾拉沓跨断层定点水准和基线形变综合观测场地始建于1973年炉霍M7.6地震之后,期间观测场地又经历了几次改造。该综合场地位于四川省甘孜藏族自治州炉霍县虾拉沓区斯木乡吉绒村,跨过1973年炉霍7.6级地震地表破裂带(见图2),构造位置位于鲜水河断裂炉霍段上。2016年四川省地震局再次对虾拉沓场地进行了改造,在原A'、B'、C'三个基线墩点附近分别增埋了D、E、F、G四点,经过升级改造之后,该观测场地被组成4条水准测边(FG、GD、DE、EF)和1个综合测距网(含6条测距边:FG、GD、DE、EF、FD、GE)(见图2)。由于虾拉沓场地升级改造之后,观测点位有所变动,为了保证观测资料的连续性和一致性,本研究选取了两个时间段的观测数据,改造之前2000~2015年和改造之后2016~2019年的观测数据。此

外,为便于观测数据的跟踪分析,我们将2016年1月投入观测的全站仪基线观测资料与2017年起测的4边形测线测距资料归算到原基线观测资料中使用,将观测系统的DF、DG测边对应原A'B'和A'C'测边(习惯命名为AB、AC)。

1.2 计算方法

断层的运动方向反映了断层的活动状态,并且为断层活动的性质判定提供重要依据(李腊月等,2014;李铁明等,2019)。依据跨断层形变观测数据,通过计算公式(1)、(2)和(3)可求得断层活动的3个基本参数,即水平滑动量、垂直向变化量和水平张压量。

$$A = \frac{\Delta D_1 \sin \theta_2 - \Delta D_2 \sin \theta_1}{\cos \theta_2 \sin \theta_1 - \sin \theta_2 \cos \theta_1} \quad (1)$$

$$B = \frac{\Delta D_1 + A \cos \theta_1}{\sin \theta_1} \quad (2)$$

$$C = \frac{1}{2}(\Delta H_1 + \Delta H_2) \quad (3)$$

式(1)~(3)中,下标1、2分别代表测线序号, θ 为测线与断层的夹角(θ 定义为测线顺时针转动到与断层线重合时所转过的角度), ΔD 为测线伸缩量(伸长为正、缩短为负), ΔH 为垂直变化量(断层下盘相对于上盘的变化,即水准测量由上盘到下盘为往测方向)。 $A > 0$ 表示左旋, $B > 0$ 表示张性, $C > 0$ 表示正断层(上盘下降),符号相反分别表示断层活动性质相反。

断层平均活动速率反映了断层的活动水平,并且对断层活动强度具有指示意义。利用虾拉沓跨断层形变观测场地的观测资料,计算垂直向和水平向月均值变化量,并对该数值进行回归分析,与此同时采用最小二乘法原理计算断层的平均活动速率,分析断层当前活动水平及活动特征。

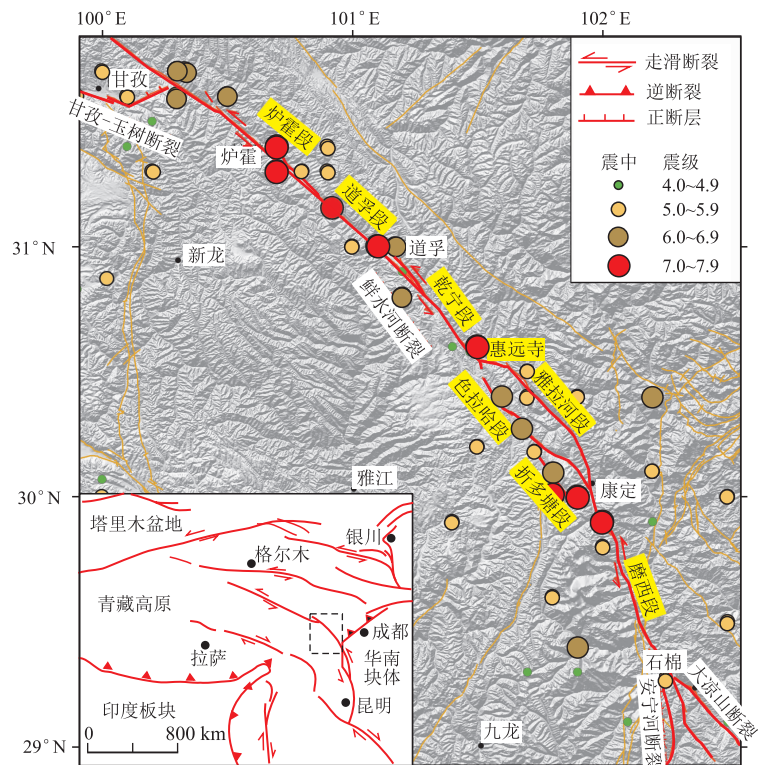


图1 鲜水河断裂几何展布及强震活动分布图(梁明剑,2019)

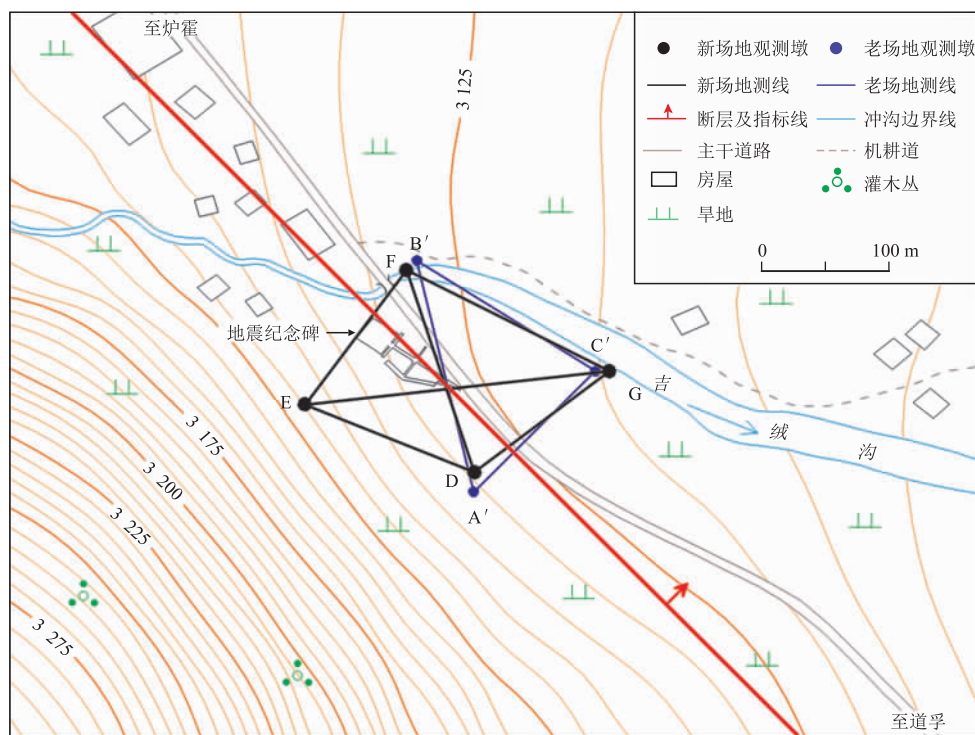


图2 虾拉沱跨断层定点水准/基线观测(测距)改造前后点位布设

2 虾拉沱附近断层现今活动特征

由断层水平滑动分量时序图(图3a)可知,鲜水河断裂炉霍段2000~2019年的曲线持续上升且长期处于零值线以上,表明此时间段该断层呈现左旋活动状态,平均水平滑动速率为2.15 mm/a(见图3a)。2000~2015年虾拉沱观测场走滑地断层滑动量总体呈现上升趋势,断层水平滑动量均处于零值线以上,表明该时间段断层呈现左旋走滑活动状态,平均水平滑动速率为2.19 mm/a(见图3b)。2016~2019年虾拉沱断层水平滑动量也呈现上升趋势,水平滑动量也均处于零值线以上,平均水平滑动速率为1.98 mm/a,活动水平中等(见图3c)。由此可知,两个时间段断层均呈现左旋走滑活动状态,第二个时间段滑动水平要弱于第一时间段,表明近期断层滑动速率有所减缓。

从断层张压量(图4a)来看,2000~2019年虾拉沱观测场地断层张压量总体呈现拉张活动状态,平均活动速率为0.25 mm/a。2000~2015年总体上一直呈现上升趋势,平均活动速率为0.37 mm/a,该时段断层呈现拉张活动状态(见图4b)。2016~2019年,

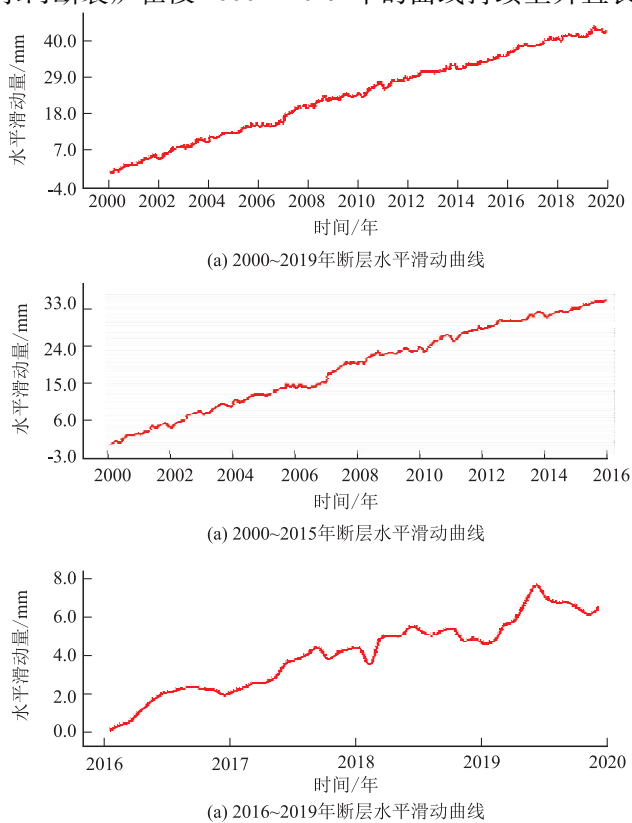


图3 虾拉沱场地所跨断层水平滑动量年度序列曲线

虾拉沱观测场地断层张压量总体呈现下降态势,平均活动速率为 -0.22 mm/a ,表明该时段断层存在一定的压性活动特征(见图4c)。由此可知,鲜水河断裂炉霍段断层在两个时间段呈现出不同的活动状态:2000~2015年呈现出张性变化活动,活动水平较高;2016~2019年呈现出微弱的压性变化活动,活动水平相对较低,这也表明鲜水河断裂炉霍段近期断层存在压性活动。

由断层垂直向活动量(图5a)可知,2000~2019年虾拉沱观测场地断层垂直活动量总体呈现逐年减小的趋势,垂直向平均活动速率为 -0.24 mm/a ,表明此时间段该断层为逆断活动。2000~2015年和2016~2019年虾拉沱断层垂向活动总体呈现下降趋势并伴有一定的周期性波动,断层垂直向平均活动速率分别为 -0.25 mm/a 和 -0.20 mm/a ,垂向活动量变化不大,活动水平不高,这表明两个时间段断层活动性质并未发生改变,均表现为逆断活动(见图4b、4c)。由此可知,鲜水河断裂炉霍段近期断层活动性质依旧为逆断活动,活动规律较好。

3 讨论与结论

1)通过对2000~2015年和2016~2019年两个时间段虾拉沱断层水平滑动分量的对比,我们认为该断层的现今(2016~2019年)水平左旋走滑活动水平(1.98 mm/a)低于之前(2000~2015年)的水平左旋走滑活动水平(2.19 mm/a),由此表明该区域近期断层的左旋走滑活动水平有所减弱;鲜水河断裂炉霍段断层的水平张压分量存在差异性活动特征:2000~2015年断层以拉张活动为主,平均活动速率为 0.37 mm/a ,2016~2019年断层呈现挤压活动状态,平均活动速率为 -0.22 mm/a ,呈现压性变化;鲜水河断裂炉霍段断层在垂直方向上的活动水平较弱,平均活动速率为 -0.24 mm/a ,断层在左旋走滑活动的同时兼有弱压活动。由上述分析认为:鲜水河断裂炉霍段断层活动现今活动状态与长期活动背景存在一定的差异性,主要表现为断层左旋走滑活动速率减弱,且由之前的“张”性转为“弱压”性。

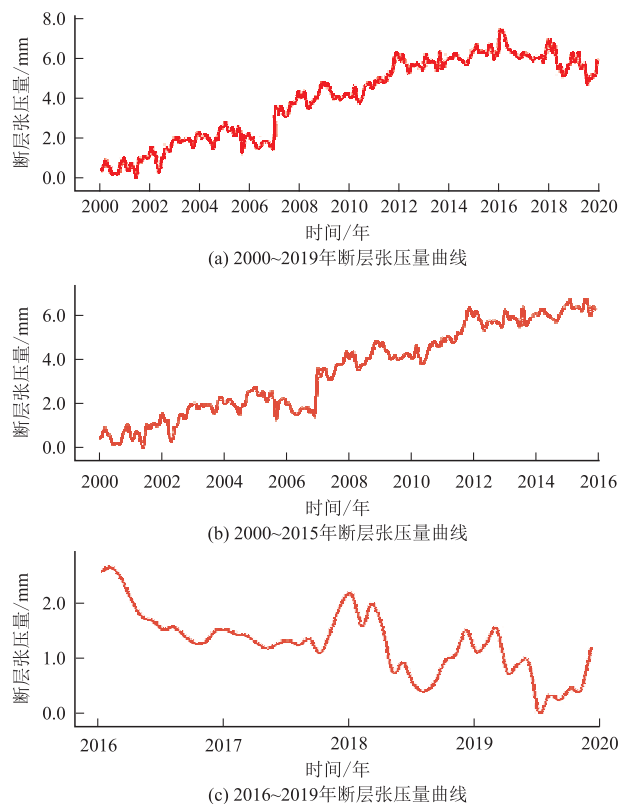


图4 虾拉沱场地所跨断层张压量年度序列曲线

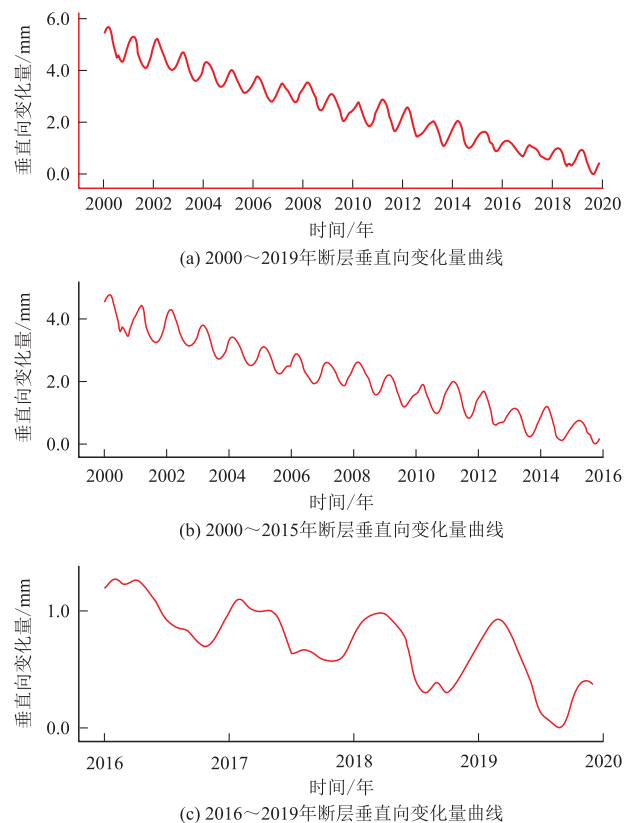


图5 虾拉沱场地所跨断层垂直向变化量年度序列曲线

2)活动断裂的活动习性是认识活动断裂应变加载及释放随时间、空间变化的关键所在,也是研究区域运动学、动力学和科学评价地震危险性的重要基础(梁明剑,2019)。跨断层形变数据观测显示,鲜水河断裂炉霍段的活动速率在时间进程上具有阶段性特征,反映了断裂活动在时间尺度上存在不均匀性或可变性。这样的断裂活动习性特征解释了鲜水河断裂炉霍段的强震复发行为不遵循周期性或准周期性的活动规律,而表现为丛集行为特征。

参考文献

- 杜方,闻学泽,张培震. 2010. 鲜水河断裂带炉霍段的震后滑动与形变[J]. 地球物理学报,53(10): 2355-2366.
- 方颖,张晶,江在森,等. 2015. 用跨断层形变资料分析鲜水河断裂西北段的运动特征[J]. 地球物理学报,58(5):1647-1653.
- 李腊月,许明元,何庆龙,等. 2014. 山西断裂带断层现今活动特征及与中强震关系浅析[J]. 地震,34(4):143-151.
- 李铁明,祝意青,杨永林,等. 2019. 综合利用地壳形变观测资料计算鲜水河断裂带现今滑动速率[J]. 地球物理学报,62(4): 1323-1335.
- 梁明剑. 2019. 鲜水河断裂晚第四纪活动习性[D]. 北京:中国地震局地质研究所.
- 梁明剑,陈立春. 2020. 鲜水河断裂带雅拉河段晚第四纪活动性[J]. 地震地质,42(2):513-525.
- 马伶俐,苏琴,李菲菲,等. 2015. 康定6.3级地震前鲜水河南段跨断层形变异常分析[J]. 震灾防御技术,10(s1):724-731.
- 薄万举,谢觉民,郭良迁. 1998. 八宝山断裂带形变分析与探讨[J]. 地震,18(1):63-68.
- 杨永林,苏琴. 2007. 鲜水河断裂带现今活动特征研究[J]. 大地测量与地球动力学,27(6):22-27.
- 周硕愚. 1994. 断层形变测量与地震预报[J]. 地壳形变与地震,14(4):90-9.
- Wen X Z, Ma S L, Xu X W, et al. . 2008. Historical pattern and behavior of earthquake ruptures along the eastern boundary of the Sichuan-Yunnan faulted-block, southwestern China[J]. Physics of the Earth and Planetary Interiors,168:16-36.

Current Activity Characteristics of Xianshui River Luhuo Fault

YANG Peng¹, PENG Liyuan²

(1. Sichuan Earthquake Agency, Sichuan Chengdu 610041, China;

2. Crustal Deformation Observation Center of Sichuan Earthquake Agency, Sichuan Yaan 625000, China)

Abstract: Xianshuihe fault is an important part of the eastern boundary of the Sichuan-Yunnan rhomboid block. It is a large NW-trending sinorotatory strike-slip fault. The Luhuo fault produced two major earthquakes of magnitude $7\frac{1}{2}$ in 1816 and magnitude 7.6 in 1973 in less than 160 years. The recurrence behavior of strong earthquakes shows the characteristics of cluster behavior and the present fault activity characteristics deserve attention. This study based on the deformation observation data of the Xialatuo transfault, this study characteristics of Xialatuo fault are analyzed from two aspects of fault movement mode and average fault velocity. The results show that the Luhuo fault of Xianshuihe fault is mainly sino-rotated and extensional, with overthrust activity. The time process of fault activity rate is characterized by stages from 2000 to 2015, the activity rates of horizontal slip, horizontal tensor and vertical uplifting components of the fault are 2.19 mm/a, 0.37 mm/a and -0.25 mm/a, respectively, and the sinistral extensional activity of the fault is obvious. From 2016 to 2019, the activity rates of the fault on the horizontal slip, horizontal tension and vertical lifting components are 1.98mm/a, -0.22 mm/a and -0.20 mm/a, respectively, showing the characteristics of left-spin activity and the compressive turning occurs on the tensional background.

Keywords: cross fault data; fault movement direction; average fault velocity; the degree of activity

装配式屈曲约束支撑在北京某高层建筑中的应用研究

胡挺益¹, 王振华²

(1. 华商国际工程有限公司, 北京 100069; 2. 北京堡瑞思减震科技有限公司, 北京 100070)

摘要:本研究以实际建筑工程为例,应用有限元软件 SAP2000 对装配式屈曲约束支撑结构与普通支撑结构进行了弹塑性时程分析,对比了两种建筑结构在 8 度罕遇地震作用下的层间位移角和基底剪力的差异。结果表明:两种建筑结构的最大层间位移角均小于规范弹塑性层间位移角限值 1/50;随着楼层增加,装配式屈曲约束支撑结构的层间位移角小于普通支撑结构的趋势明显,X、Y 向最大减小率分别为 19.3% 与 16.5%,抗震性能优于普通钢支撑结构;普通钢支撑结构的最大基底剪力大于装配式屈曲约束支撑结构的最大基底剪力。此成果可为实际工程应用提供理论指导。

关键词:装配式屈曲约束支撑;普通钢支撑;弹塑性分析;层间位移角

中图分类号:P315.9 **文献标识码:**B **文章编号:**1001-8115(2021)02-0029-07

DOI:10.13716/j.cnki.1001-8115.2021.02.006

地震具有突发性、频率高以及对社会危害大等特点,是一种破坏力极大的自然灾害。强震下纯框架体系抗侧刚度较小,抗震能力不足,通常提高结构的抗震措施是通过单一的增加构件截面尺寸,这样不仅浪费资源,且工程应用性有限,故随之提出了支撑框架体系。余峰(2010)进行了纯钢框架、支撑框架结构以及防屈曲支撑框架结构振型分解反应谱分析,研究表明纯钢框架的抗侧刚度最小,水平位移最大。武娜等(2013)进行了防屈曲支撑加固既有框架结构,通过与空框架对比分析表明,附加防屈曲支撑显著提高框架结构的抗侧刚度,能提高既有框架结构的抗震能力。郭彦林等(2013)对纯钢框架、支撑钢框架以及剪力墙钢框架结构进行模态分析与动力时程分析,研究表明,强震作用下,纯钢框架的水平位移最大,支撑框架与剪力墙框架结构的水平位移相对较小,抗侧刚度明显提高。孔祥雄等(2010)进行了屈曲约束支撑框架结构和普通支撑框架结构的理论与子结构试验分析,研究表明,相比普通支撑,屈曲约束支撑增加结构的刚度、强度,提高结构的耗能能力更加明显。装配式屈曲约束支撑作为一种自主研发的新型耗能支撑,其具有降低造价成本、缩短工期等特点,且在框架结构的抗震加固改造中具有广阔的应用前景。故本研究应用有限元软件 SAP2000 对装配式屈曲约束支撑结构与普通支撑结构进行了弹塑性时程分析,对比了两种建筑结构在 8 度罕遇地震作用下的层间位移角和基底剪力的差异,以期对装配式屈曲约束支撑的实际推广应用提供理论指导。

1 工程概况

本研究项目位于北京市通州区,为北京市城市副中心的一组办公建筑,其总面积为 49 840 m²,总高度 56.5 m。地上建筑面积为 36 285 m²,地上建筑设有办公、会议、机房、指挥大厅和职工宿舍等;地下建筑面积为 13 555 m²,地下建筑设有车库、机房、厨房、食堂和汽车库等。项目的地上通过抗震缝分为三个结构单元:西配楼和南配楼层数为五层,其首层层高 5.4 m,二层及以上层高为 4.0 m;主楼层数为十四层,其首层层高为 4.5 m,二层及以上层高为 4.0 m。项目基础面以上采用钢框架—支撑结构,支撑采用装配式屈曲约束支撑;±0.000 m 以下采用钢筋混凝土框架结构。基础采用平板式筏形基础。

收稿日期:2020-12-28;修回日期:2021-01-11

作者简介:胡挺益(1993-),男,安徽铜陵人,助理工程师,主要从事工业建筑设计及减震研究工作. E-mail:2810956141@qq.com.

2 消能减震方案设计

消能减震就是在结构的薄弱部位设置并安装耗能减震装置,在强震作用下,通过耗能装置的轴向拉压、剪切、扭转等进行弹塑性滞回耗能(景铭等,2017),吸收并耗散地震输入体系的能量,以降低主体结构的地震响应。消能减震装置繁多,大致可分为速度相关型与位移相关型阻尼器(廖述江等,2016),速度相关型的以粘滞阻尼器为代表,其通过速度相关作用给体系提供阻尼,但存在反应较慢,且容易出现漏油等问题。位移相关型的以金属阻尼器为代表,通过金属的剪切或屈服,达到耗散地震能量的作用。其中,屈曲约束支撑作为一种新型耗能器,解决了普通支撑受压屈曲现象,是目前被公认为性能最稳定的耗能减震装置之一。

2.1 装配式屈曲约束支撑的优势

屈曲约束支撑主要由芯材、外围约束构件与无粘结材料组成(谢伟等,2015)。然而,传统型屈曲约束支撑的外围约束构件为普通混凝土,混凝土的浇筑养护大大提高了支撑制作时间。该支撑实现了对外围约束构件的装配,即混凝土先灌注在弓形槽钢内养护完成,然后将其与芯材组装,并加插垫板,最后两侧盖板封焊外围钢管,完成支撑制作。该装配式屈曲约束支撑实现了工厂预制化,具有降低造价成本、缩短工期等优势,同时也大大降低了传统型屈曲约束支撑涨模风险和施工难度。

依据《建筑抗震设计规范》GB50011-2010,对本工程提供的装配式屈曲约束支撑进行随机抽检检测(陈勇军等,2018),检测地点为清华大学结构工程结构实验室,检测设备为微机控制电液伺服液压试验台,试验照片如图1所示,主要检测参数包括装配式屈曲约束支撑的屈服荷载与荷载-位移曲线(赵俊贤等,2019),抽检的装配式屈曲约束支撑全部合格,检测结果如表1与图2所示,由表可知:装配式屈曲约束支撑屈服荷载的设计值与实测值基本保持一致,其中支撑型号BRB-7荷载-位移曲线饱满圆润,体现出其良好的耗能能力。



图1 装配式屈曲约束支撑构造现场试验照片

装配式屈曲约束支撑编号	设计屈服荷载 (kN)	实测屈服荷载 (kN)	数量
BRB-6	3 500	3 530.7	1
BRB-7	3 000	3 137.1	1
BRB-8	2 800	2 844.3	1
BRB-9	2 500	2 566.8	1

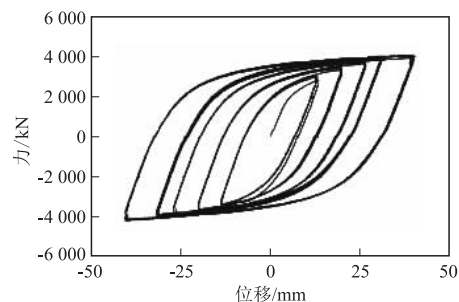


图2 型号BRB-7荷载-位移曲线

2.2 装配式屈曲约束支撑的力学模型

运用有限元软件SAP2000对结构体系进行弹塑性分析时,采用Bouc-Wen连接单元用以模拟装配式屈曲约束支撑,Bouc-Wen为一种改进的简化模型,是用滞变微分方程来描述光滑滞变恢复力的特点,其模型的恢复力公式为:

$$p(t) = \gamma K_e d(t) + (1 - \gamma) K_e z(t) \quad (1)$$

并且:

$$\dot{z}(t) = A v(t) - \alpha |v(t)| |z(t)|^{n-1} z(t) - \beta v(t) |z(t)|^n \quad (2)$$

式中: $d(t)$ ——屈曲约束支撑轴向变形; v ——速度; $z(t)$ ——Bouc-Wen光滑滞回位移,取决于构件本身结构特性以及材料特性; α, β, A, n ——描述滞回环形状的参数。

2.3 装配式屈曲约束支撑的布置

装配式屈曲约束支撑宜布置于结构的薄弱部位,从而最大限度地发挥支撑耗能作用(杜永山等,2019)。

常见的支撑布置形式有:单斜向、菱形、X 字形、K 字形、人字形以及倒人字形等。杨艳敏等(2019)指出,单斜向与人字形为目前工程应用中最常见的布置方式。装配式屈曲约束支撑性能参数如表 2 所示,依据屈服力的不同,将支撑划分为 11 种编号,沿底层向顶层连续布置,并且支撑的屈服力沿楼层增加而减小,每层布置 14 根,共布置 15 层,平面布置如图 3 所示,图中以矩形框表示支撑布置位置,其中中间跨支撑布置形式为单斜向,其余跨布置为人字形。支撑立面布置模型如图 4 所示,对比模型为普通钢支撑结构,普通钢支撑的截面为箱形,其弹性刚度与装配式屈曲约束支撑的保持一致,且各层钢支撑布置形式与装配式屈曲约束支撑结构保持一致。普通钢支撑结构模型编号为 CF-1,装配式屈曲约束支撑结构模型编号为 CFBRB-1。

表 2 装配式屈曲约束支撑性能参数

支撑编号	设计屈服力(kN)	支撑净长(mm)	数量	支撑编号	设计屈服力(kN)	支撑净长(mm)	数量
BRB-1	7 500	5 960	2	BRB-8	2 800	5 690	16
BRB-2	7 000	6 060	2			5 480	12
BRB-3	5 500	5 960	2			5 380	16
BRB-4	4 500	5 870	2			5 690	8
BRB-5	4 000	5 890	2	BRB-9	2 500	5 480	12
		5 480	2			5 380	8
BRB-6	3 500	5 380	2			6 400	12
		6 060	2			5 690	12
		6 050	2	BRB-10	2 000	5 480	8
		5 690	4			5 380	12
		5 480	4			5 690	8
		5 380	2			5 480	6
		6 730	2			5 380	8
		5 690	2	BRB-11	1 500	6 400	4
BRB-7	3 000	5 480	8			6 450	4
		5 380	4			6 500	3
		6 400	6			6 550	2

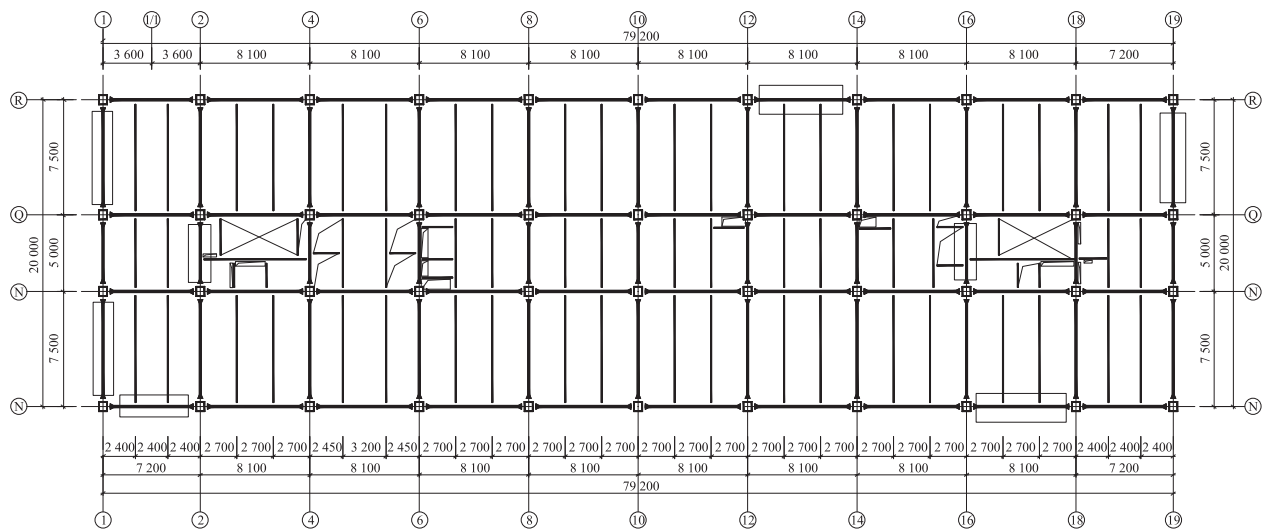


图 3 装配式屈曲约束支撑布置

3 抗震设防标准与地震波选择

本项目地处北京市通州区,依据《建筑抗震设计规范》(GB50011 - 2010,以下简称《抗规》)(2016 版),抗震设防烈度为 8 度,设计基本地震加速度 0.2 g,设计地震分组为第二组,场地类别Ⅲ类,特征周期:多遇地震的周期在 0.55 s 以内,罕遇地震(8 度地震)的周期在 0.60 s 以上。

《抗规》5.1.2条规定:采用时程分析法时,应按建筑场地类别和设计地震分组选用实际强震记录和人工模拟的加速度时程,其中实际强震记录的数量不应少于总数的2/3,多组时程的平均地震影响系数曲线应与振型分解反应谱法所采用的地震影响系数曲线在统计意义上相符。弹性时程分析时,每条时程计算的结构底部剪力不应小于振型分解反应谱计算结果的65%,多条时程计算的结构底部剪力的平均值不应小于振型分解反应谱法计算结果的80%(李建亮等,2011)。为此,应用软件SAP2000进行结构减震分析时,采用第五代区划图参数,选取3组地震波,选取为1条人工波(ArtWave-RH1TG055波)与2条天然波(TH1TG065波与TH4TG045波),并进行弹性时程分析,分析表明每条时程计算的结构底部剪力不小于振型分解反应谱计算结果的65%,多条时程计算的结构底部剪力的平均值不小于振型分解反应谱法计算结果的80%,即所选地震波满足规范要求,3条地震波曲线如图5所示。

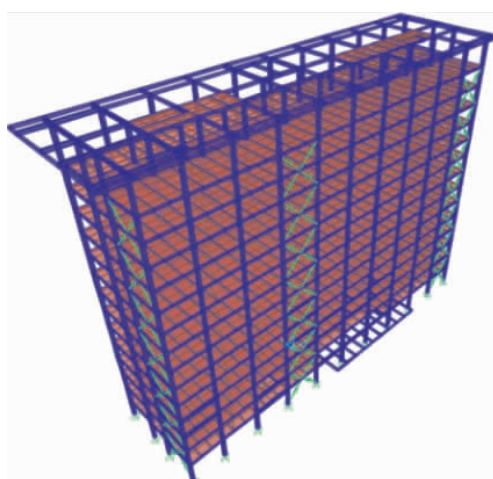


图4 支撑立面布置模型

4 结果分析

4.1 周期对比

两种结构的周期对比如表3所示,可知,装配式屈曲约束支撑结构的自振周期小于普通钢支撑结构,说明装配式屈曲约束支撑提高结构刚度能力略高于普通钢支撑结构。

表3 两种结构自振周期对比

振型阶数	CFBRB-1/(s)	CF-1/(s)
1	2.26	2.38
2	2.12	2.14
3	1.76	1.80
4	0.67	0.77
5	0.66	0.69
6	0.56	0.57

4.2 层间位移角对比

在8度地震X向地震波加载作用下,普通钢支撑结构与装配式屈曲约束支撑结构各层最大层间位移角如图6所示,由图6可看出,3组地震波下,结构CF-1的最大层间位移角为1/72,结构CFBRB-1的最大层间位移角为1/86,均小于规范限值1/50。结构CFBRB-1的最大层间位移角均小于普通支撑结构CF-1,楼层为6~15层时,层间位移角差值更大,最大相差分别为19.3%、14.1%与9.1%,说明顶层布置装配式屈曲约束抑制层间位移角大小的效果明显优于普通钢支撑。

在8度地震Y向地震波加载作用下,普通钢支撑结构与装配式屈曲约束支撑结构各层最大层间位移角如图7所示,由图7可看出,两种结构底层的层间位移角大小基本保持一致,当楼层较高时,装配式屈曲约束支撑结构的层间位移角更小,比普通钢支撑结构减小了分别为11.7%、13.2%与16.5%,说明布置装配式屈曲约束支撑能明显提高结构的抗震性能,并且两种结构最大层间位移角均小于规范限值1/50。

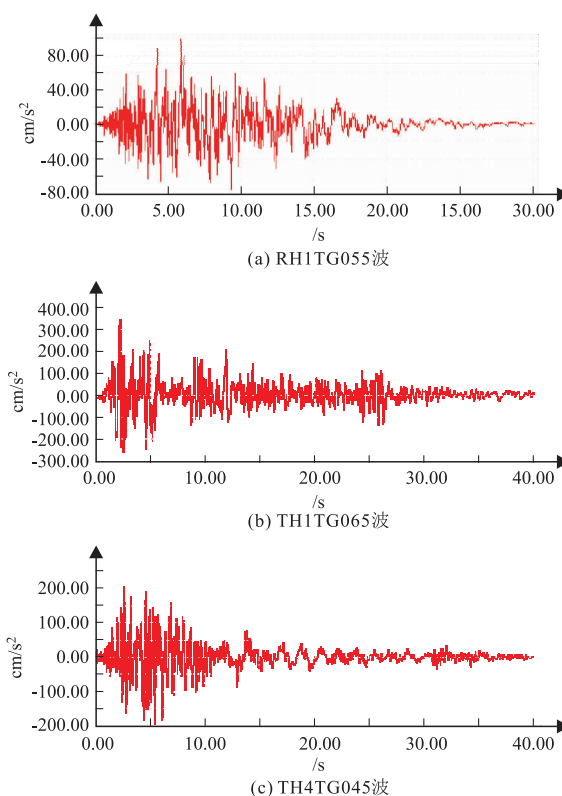


图5 地震波曲线

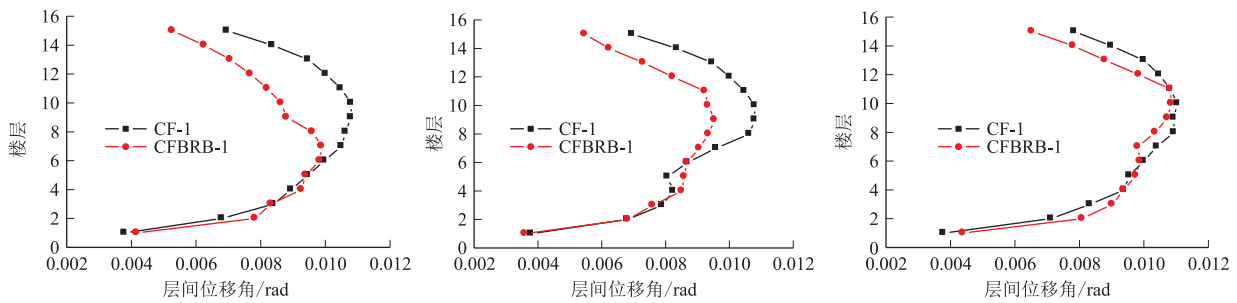


图6 X向层间位移角

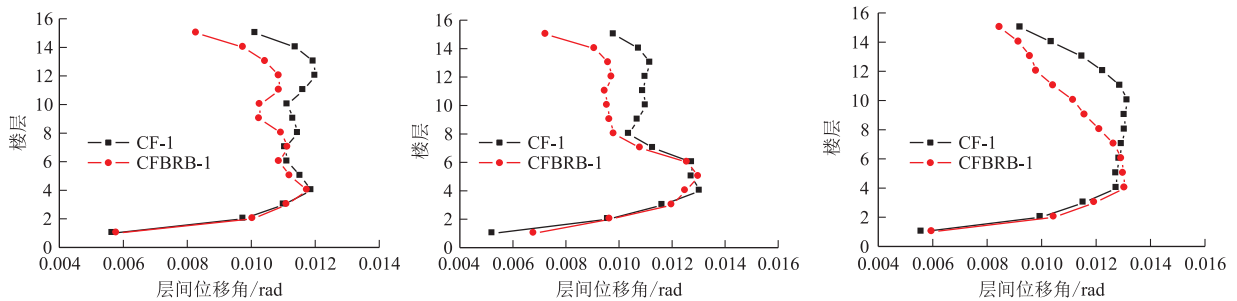


图7 Y向层间位移角

4.3 基底剪力对比

两种结构楼层的X、Y向剪力对比如图8所示。由图8可看出,两种结构在X向底层剪力的差值大于Y向,原因在于装配式屈曲约束支撑耗散部分地震输入能量,减小主体结构地震响应,从而减小层间剪力,在8度地震作用下,主体结构地震响应降低不明显,主要由于普通钢支撑受压易屈曲失稳退出工作。

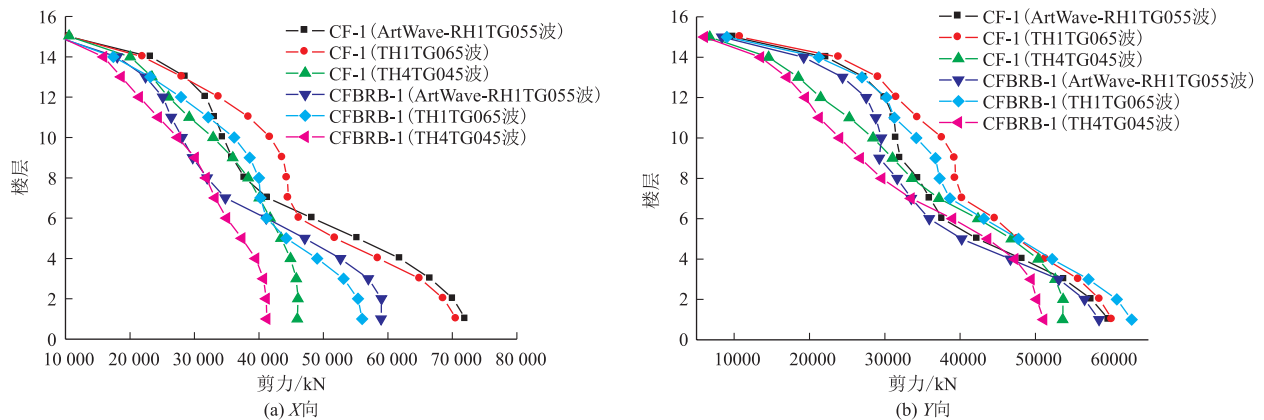


图8 楼层最大剪力

8度地震作用下的基底最大剪力如表4所示,可知,结构CF-1的最大基底剪力均大于结构CFBRB-1,说明了装配式屈曲约束支撑能明显降低结构的地震响应。在X向的3组地震波加载作用下,结构CF-1的最大基底剪力比结构CFBRB-1分别提高了22.1%、27.7%与16.6%;对于Y向的3组地震波加载作用下,结构CF-1的最大基底剪力比结构CFBRB-1提高的较少,主要是由于X、Y方向的支撑布置方式不同引起。

4.4 连接单元滞回耗能

装配式屈曲约束支撑在(Wen连接单元)结构中的耗能情况如图9所示,可以看出,底层的装配式屈曲约束支撑滞回环面积最大,随着楼层的增加,滞回环面积逐渐减小。支撑布置时应根据楼层位置,选取合适参数的支撑,达到优化结构设计与降低成本的目的;鉴于此,从上述支撑参数布置情况可知,本工程首层的装

表4 8度地震作用下的基底最大剪力(kN)

方向	CF-1			CFBRB-1		
	ArtWave-RH1TG055波	TH1TG065波	TH4TG045波	ArtWave-RH1TG055波	TH1TG065波	TH4TG045波
X向	72050	71504	48076	59009	55994	41233
Y向	59802	63960	54451	58449	62769	51108

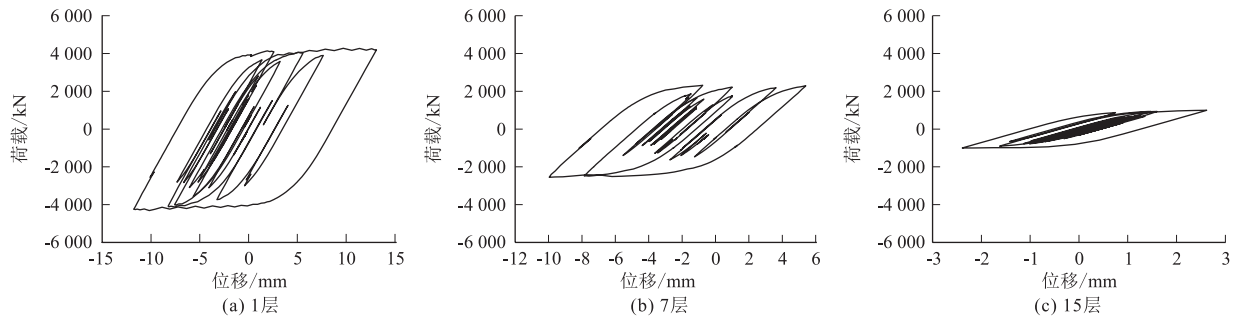


图9 X向Wen连接单元滞回耗能曲线

装配式屈曲约束支撑选用设计屈服承载力为7 500 kN,中间层设计屈服承载力为3 000 kN,顶层设计屈服承载力为1 500 kN。装配式屈曲约束支撑安装完成如图10所示。

5 结论

应用软件SAP2000建立装配式屈曲约束支撑结构模型与普通钢支撑结构模型,进行了弹塑性时程分析,通过参数对比得出几点结论:1)抽检的装配式屈曲约束支撑全部合格,实测屈服承载力不低于设计承载力,并且其滞回曲线饱满圆润,此为装配式屈曲约束支撑在工程中的应用奠定基础。2)在8度地震波X、Y方向的加载作用下,装配式屈曲约束支撑降低主体结构地震响应优于普通钢支撑,并且其结构的最大基底剪力小于普通钢支撑结构,体现出装配式屈曲约束支撑在结构中起到“保险丝”的作用。3)随着楼层增加,装配式屈曲约束支撑耗散能量降低,因此,建议应根据不同楼层选取合适的屈曲约束支撑参数,达到优化结构设计的同时也降低造价。



图10 装配式屈曲约束支撑安装完成

参考文献

陈勇军,陈建陵,陈驹.等.2018.大型双钢管约束屈曲支撑试验研究[J].钢结构,33(10):28-33.
 杜永山,郝贵强,赵俊贤.等.2019.某图书馆建筑减震方案计算分析[J].建筑结构,49(S1):417-421.
 郭彦林,张博浩,王小安.等.2013.装配式防屈曲支撑设计理论的研究进展[J].建筑科学与工程学报,30(1):1-12.
 景铭,戴君武.2017.消能减震技术研究应用进展侧述[J].地震工程与工程振动,37(3):103-110.
 孔祥雄,罗开海,程绍革.2010.含有屈曲约束支撑平面框架的抗震性能试验研究[J].建筑结构,40(10):7-10+18.
 廖述江,何文福,潘响铃.等.2016.某框架-剪力墙结构速度型与位移型阻尼墙减震对比分析[J].建筑结构,46(S2):317-322.
 李建亮,赵晶,李福海.等.2011.结构抗震设计时程分析法的分析研究[J].四川地震,(4):25-28.
 武娜,高向宇,李自强.等.2013.用带防屈曲支撑的内嵌式钢框架加固混凝土框架的试验研究[J].工程力学,30(12):189-198.

- 谢伟,余绍锋. 2015. 屈曲约束支撑研究进展及发展趋势[J]. 钢结构,30(12):8-12.
- 余峰. 2010. 纯钢框架、普通支撑框架和防屈曲耗能支撑框架的抗震性能对比分析[J]. 四川建材,36(2):36-37.
- 杨艳敏,胡挺益,王勃. 等. 2019. 不同布置方案屈曲约束支撑-钢框架体系静力弹塑性分析[J]. 钢结构(中英文),34(5):1-7.
- 赵俊贤,于海潮,潘毅. 等. 2019. 基于滑移连接的防屈曲支撑钢框架节点抗震性能研究[J]. 建筑结构学报,40(2):117-127.

Application of Assembled BRB Damping Technology in a High-rise Building in Beijing Sub-center

HU Tingyi¹, WANG Zhenhua²

(1. Huashang International Engineering Co. Ltd., Beijing 100069, China;
2. Beijing Fortress Shock Absorption Technology Co. Ltd., Beijing 100070, China)

Abstract: This study takes the practical engineering as an example. The elastic-plastic time history analysis of the assembled buckling constrained braced structure and the ordinary braced structure are carried out by using the finite element software SAP2000, and the difference of displacement angle between floors and base shear of two kinds of building structures under 8 degree earthquake is compared. The results show that the maximum interlaminar displacement angle of the two structures is smaller than the limit value of 1/50 of the standard elastic-plastic interlaminar displacement angle. As the floor increases, the interlaminar position of the assembled buckling constrained bracing structure is increased, the more obvious trend of moving angle is less than that of ordinary braced structure, the maximum reduction rate of Y direction is 19.3% and 16.5% respectively. The seismic performance of ordinary steel braced structure is better than the seismic performance of ordinary steel braced structure, and the maximum base shear force of ordinary steel braced structure is larger than that of assembled buckling restrained braced structure. This achievement provides theoretical guidance for practical engineering application.

Keywords: assembled BRB; ordinary steel support; elastic-plastic analysis; interlayer displacement angle

成都地震基准台及其下属台站地磁干扰类型 和数据预处理分析

廖绍欢¹, 李雪浩¹, 魏嘉曦²

(1. 四川省地震局成都地震监测中心站, 四川 成都 611730; 2. 四川省地震局江油地震台, 四川 江油 621724)

摘要:利用成都地震监测中心站及其下属台站的地磁观测数据,分类统计了八套 GM4 仪器出现的各类干扰,并对干扰数据的预处理办法进行了研究。这些台站目前存在的地磁干扰主要有空间电磁影响、直流高压输电、地电阻率、地铁轻轨、电源故障、仪器故障、雷击、人为、车辆和基建工程干扰。通过利用预处理方法,可以剔除观测数据中特定的干扰信息,从而提高数据质量,为震情跟踪分析和地震预报提供可靠的基础资料。

关键词:地磁观测;干扰分类统计;数据预处理

中图分类号:P315.7

文献标识码:B

文章编号:1001-8115(2021)02-0036-06

DOI:10.13716/j.cnki.1001-8115.2021.02.007

地磁观测是地震前兆观测的基本手段之一。由于地震在孕育过程中存在磁效应变化,故地磁观测数据已广泛用于地震预测研究(林云芳,1990;黄雪香等,1999)。在地磁异常研究过程中,不同类型的干扰信号会对地震电磁异常的判断产生影响,而识别此类干扰和异常的一种可靠方式就是找出所有干扰并分类,通过建立干扰信息索引,甄别出真正与地震相关的电磁异常(包文超等,2020)。通过对成都地震基准台及其下属台站近几年来地磁观测数据进行检查,发现其中存在多种形式的观测数据错误处理或过度处理的情况,譬如造成隔天数据台阶变化、删除正确数据和处理数据段错误等。如果这些干扰数据不能被正确地预处理,将会给地震预报研究工作带来困扰,甚至误导。本研究通过对成都地震监测中心站及其下属台站2013~2018年观测数据的梳理,统计分析研究区域存在的地磁干扰类型,并对这些干扰数据进行预处理分析,以便正确排除干扰,识别出有效的地震前兆观测信息。

1 成都监测中心站及其下属台站干扰类型

1.1 成都地震监测中心站干扰类型

成都地震监测中心站台址位于走石山,除东边1 km左右有一机砖厂(机砖厂现已停工)和一座信号接收塔外,附近没有其它的工矿干扰源。如表1所示,成都地震监测中心站主要受到的地磁干扰是高压直流输电和仪器故障干扰。其原因主要是成都台受到宝德线、酒湖线、苏锦线高压直流输电线干扰。其中宝德线距离该台最近,产生的干扰幅度最大。成都台GM4(2)型磁力仪台于2016年投入使用;GM4(1)型磁力仪于2013年投入使用,使用年限相对较长,仪器可能存在老化等原因,所以仪器故障干扰较多。

1.2 崇州台干扰类型统计

2008年因成青快铁建设,成都地震台部分观测项目不得不进行搬迁。2011年6月,新建崇州地震台,2014年正式投入观测。如表2所示,崇州台主要受到的干扰是基建工程和人为干扰。基建工程干扰其原因主要是在近几年在崇州台观测区域进行了多种项目改造,如川滇实验场三分量电磁扰动观测场地的施工建设,在此期间每日23时至次日8时均为施工时段,还有周边居民修建了几家农家乐小院。而这些工程涉及观测场地的平整及钻井,汇集了大型机械,铁磁性设备对观测环境造成了电磁干扰,导致地磁观测环境发生改变,施工结束后影响消失。人为干扰主要原因是前几年在地磁房30 m远的位置修建了一个养鸡场(现已

收稿日期:2019-09-11;修回日期:2020-01-21

基金项目:四川省地震局科技专项(LY1912)。

作者简介:廖绍欢(1986-06),女,四川绵竹人,工程师,主要从事地震前兆工作。E-mail:306146039@qq.com.

拆除),其用电作业等会影响地磁场数据。

表1 成都台 GM4 仪干扰类型汇总

(单位:次)

年度	仪器	车辆干扰	高压直流输电	雷击	人为干扰	仪器故障	电源故障	建设工程	总计
2013	GM4(1)		22	1		2	10		35
2014	GM4(1)		17		1	3			21
2015	GM4(1)		5		3	2	4	1	15
2016	GM4(1)	1	23		1	37	2		64
	GM4(2)					5			5
2017	GM4(1)	2	25		3	16	3		49
	GM4(2)	1	26		2	7	5		41
2018	GM4(1)		35			4	3		42
	GM4(2)		36		5	4	4		49

注:统计类型除了每日的地铁轻轨和地电阻率干扰

表2 崇州台 GM4 仪干扰类型汇总

(单位:次)

年度	仪器	车辆干扰	电源故障	高压直流输电	建设工程	雷击	人为干扰	仪器故障	总计
2014	GM4(2)						3	8	11
	GM4(3)						3	7	10
2015	GM4(2)		1	1	29		90	2	123
	GM4(3)		1		27		91	1	120
2016	GM4(2)	25	1	4	34	1	15	1	81
	GM4(3)	22	1	4	37	1	16	3	84
2017	GM4(2)	8	8	7	24	2	6	12	67
	GM4(3)	8	8	6	26	2	6	10	66
2018	GM4(2)	4	6	13	2	8	4	2	39
	GM4(3)	4	6	13	3	7	5	1	39

注:统计类型除了每日的地电阻率干扰

1.3 江油台干扰类型统计

江油地震台由于江油西环线公路的建设而搬迁,继承原台(江油市德胜村)部分观测手段。2015年10月完成仪器的安装和调试,2016年正式投入使用。附近是农田,无任何工业厂矿。如表3所示,江油台主要受到的干扰是高压直流输电、车辆干扰和人为干扰。高压直流输电干扰主要是江油台受到宝德线、酒湖线、昌宣线高压直流输电线干扰。其中宝德线距离该台最近,受到的干扰幅度最大。车辆干扰是由于江油台地磁观测室与台站办公楼的最小距离为80m,仪器房外围与附近的村道距离为40m,围墙与办公楼处时常有车辆停放,这会对仪器观测造成干扰。人为干扰是台站周边地势平坦,大部分为农田,随着农村经济建设的发展,台站附近村民使用农田旋耕机、大型拖拉机耕地,建桥施工、农田栽种、虾塘搭建,养蜂人员工作使用铁器等等因素,这些都是施工设备造成的,即铁磁性设备或大电流设备靠近记录室引起的。

1.4 巴中台干扰类型统计

巴中地震台址周围1km范围内无大型工矿企业,北东方向约300m处有一小规模采石场。最近居民点距台址约100m,巴州至光辉乡公路从台址以东约1km处通过,台址周围为浅土层耕地。如表4所示,巴中台主要受到高压直流输电、仪器故障和电源故障的影响。其原因主要是巴中台受到宝德线、酒湖线、昌宣线高压直流输电线干扰。其中宝德线距离该台最近,产生的干扰幅度最大。巴中台属于无人值守无人看管台站,仪器或者电源故障不能及时的维修。

表3 江油台 GM4 仪干扰类型汇总

(单位:次)

年度	仪器	车辆干扰	电源故障	高压直流输电	建设工程	雷击	人为干扰	仪器故障	总计
2015	GM4(1)	60	14			6	2	11	93
	GM4(2)	60	14			6	2	5	87
2016	GM4(1)	10		2		2			14
	GM4(2)	10		2		2			14
2017	GM4(1)	9	8	18	1	7	2	6	51
	GM4(2)	7	8	18	1	7	2	3	46
2018	GM4(1)	32		21		2	14		69
	GM4(2)	30		20		2	17		69

表4 巴中台 GM4 仪干扰类型汇总

(单位:次)

年度	仪器	车辆干扰	电源故障	高压直流输电	雷击	仪器故障	总计
2014	GM4(2)			1		13	14
	GM4(3)			1		14	15
2015	GM4(2)		2			4	6
	GM4(3)		4			1	5
2016	GM4(2)	1	12	1	3	2	19
	GM4(3)	1	3	1	3	27	35
2017	GM4(2)			4		8	12
	GM4(3)			4		31	35
2018	GM4(2)			14		28	42
	GM4(3)			17			17

2 干扰数据预处理方法

我们通常采用剔除尖峰、去除台阶和删除错误数据三种方法对干扰数据进行处理。剔除尖峰是对单点尖峰按线性插值处理,即尖峰数据用其前点和后点数据的均值代替;去除台阶也就是说对发生台阶跳动的数据整体加上或减去一个值,使数据曲线恢复正常的日变形态;对于错误数据,由于其变化杂乱无章,且具有连续性,无法校正,只能删除,即当做缺数处理。在进行数据预处理时,我们必须坚持一个原则:最大限度保留正确数据,精确校正可挽救数据,坚决去除错误数据(张正霞等,2009)。即对于正确反映自然地磁场变化的记录数据,我们一定要保留,不可随意修改或删除;对于可挽救数据要注意把握预处理尺度;对于不可修正的错误数据应坚决予以删除。这些干扰预处理需要结合以下几种方法。

2.1 多台曲线对比

对于有条件在预处理软件中查看多台曲线的台站,我们可利用处理软件中的“多台预处理”功能选取临近各台站的曲线,对各台的预处理数据进行对比,这样可以把任何隐蔽的干扰或不熟悉的干扰形态查找出来。崇州台 2016 年 4 月 14 日 D 分量的干扰不明显(见图 1a),但在多台对比中,我们能清楚看到干扰曲线部分异于其他台(见图 1b)。

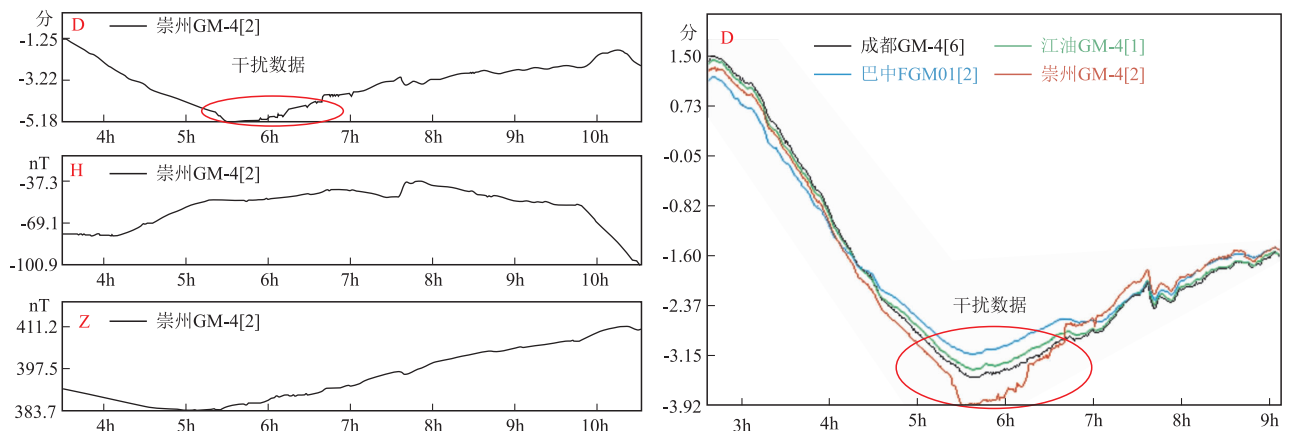


图1 巴中与崇州台干扰数据对比

2.2 不同尺度放大查看曲线形态

在干扰幅度很小的情况下,整天的曲线形态中,我们无法轻易地发现干扰的存在。但我们可以对日曲线的各个时段进行放大查看以便于发现干扰。江油台 2018 年 8 月 12 日数据曲线放大之前,看不出明显干扰来(见图 2a);但放大后,江油台 2018 年 8 月 12 日 6 点至 7 点之间的数据曲线,我们能清楚的看到各分量存

在台阶干扰(见图2b)。

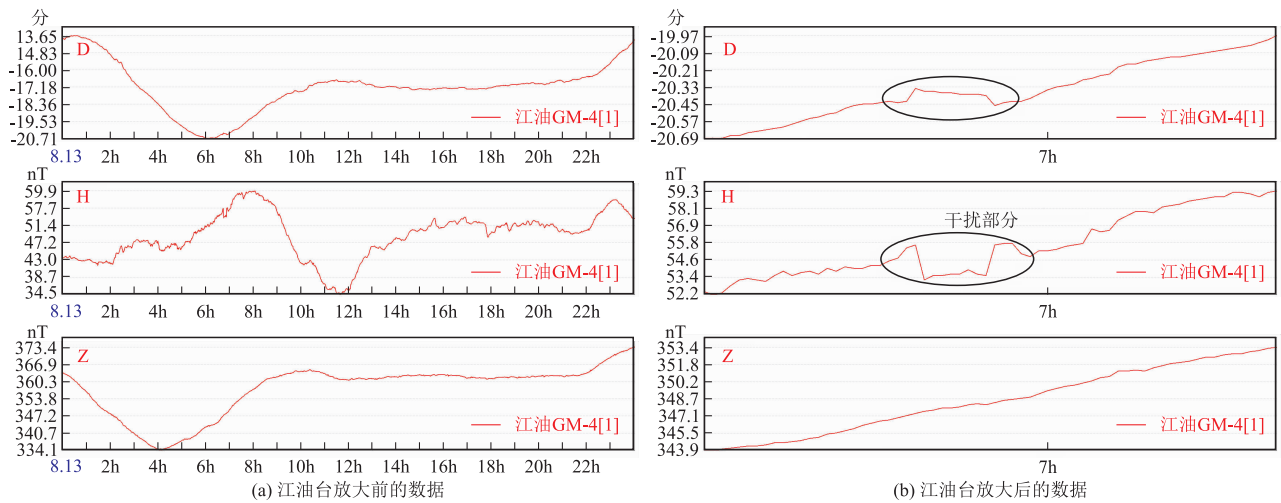


图2 江油台数据放大前、后对比

2.3 不同分量对比

一般情况下,各分量同时受到干扰,但各分量受到的干扰幅度可能不同,部分分量干扰表现不明显,预处理时比较容易漏处理。这时我们可以把各分量预处理对应时段的曲线进行放大对比,可以看到成都台2018年4月14日GM4仪器D、H分量存在小幅台阶,正好与Z分量的大幅台阶发生时间上完全一致,可以断定该处存在干扰台阶(见图3)。

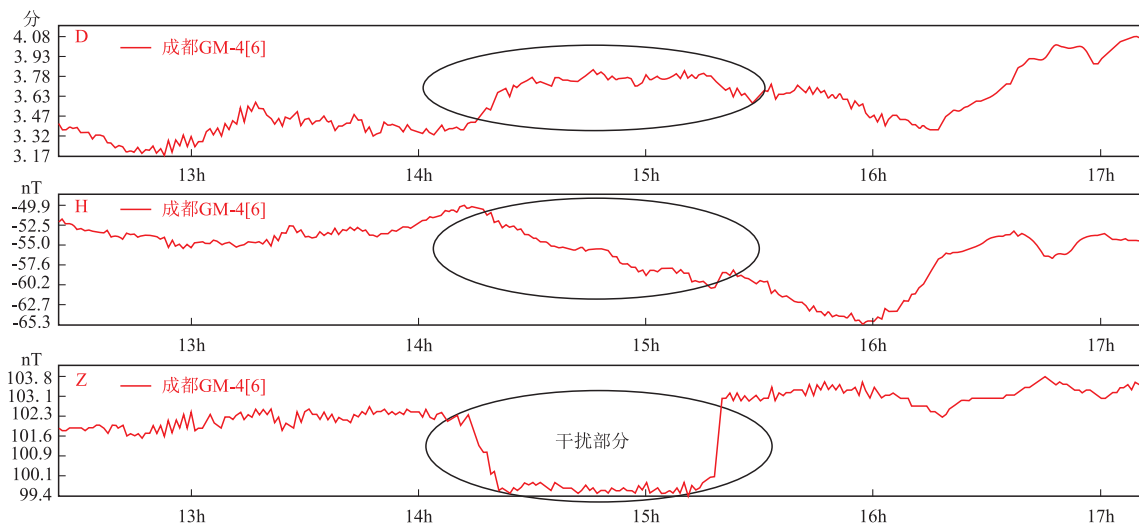


图3 不同分量对比发现干扰

2.4 结合秒数据形态

对于有秒数据产出的台站,当分钟数据中干扰无法判断时,我们可以结合秒数据对干扰发生时段作出判断。一般干扰在高采样率数据中会表现得比较明显,特别是在磁场扰动时,原来固有的干扰在分钟值上可能无法轻易识别出来。成都台2018年3月1日的地电阻率观测供电干扰,当磁场扰动比较大时,我们无法从分钟值上找准地电干扰的时间段,但秒数据上却表现得非常明显(见图4)。

2.5 绘制查看连续多天数据曲线

在数据曲线中,我们经常发现跨天的台阶干扰,很多时候只能查看到当天数据,无法看全一个完整的台阶,可能无法分清数据的干扰段和正常段,这时我们可以绘制连续多天数据曲线,发现跨天台阶,分清楚受干扰数据段。成都台2018年8月1-2日连续两天受到宝鸡德阳线直流输电台阶干扰(见图5)。

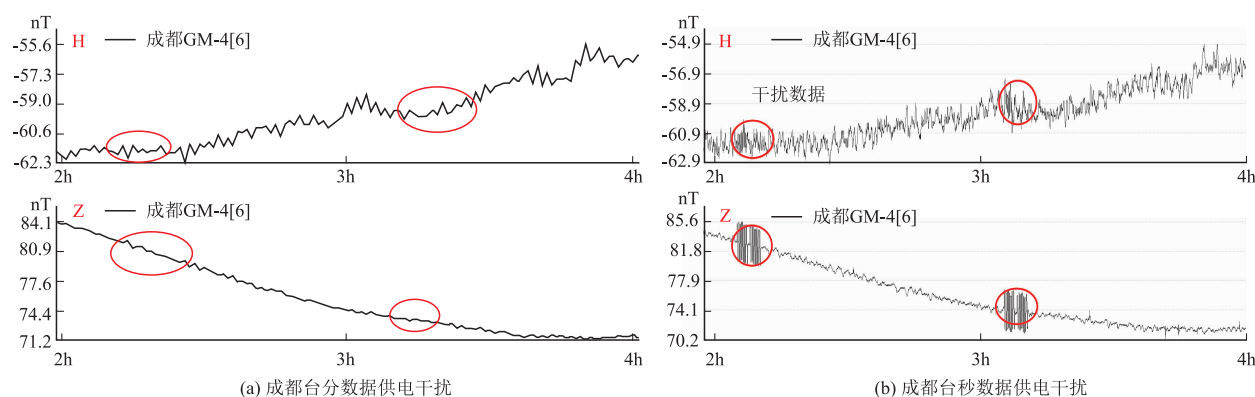


图4 成都台分、秒数据中的供电干扰

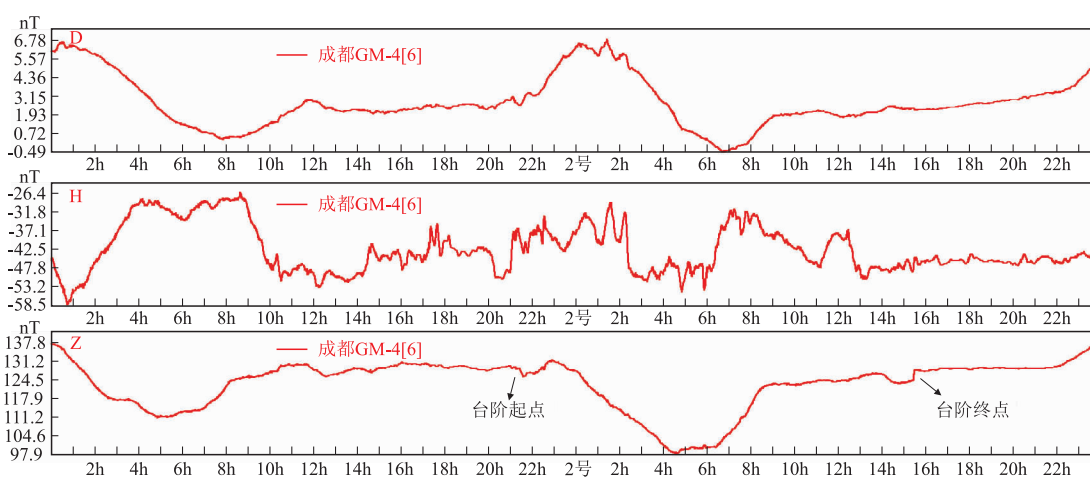


图5 跨天台阶

3 总结

通过对成都地震监测中心站及下属台站的八套 GM4 仪地磁观测数据出现的各类干扰情况进行分类统计及研究,得出以下结论:磁暴、地铁轻轨、地电阻率和高压直流输电等这些无法避免的干扰在以后台站重建或迁建中可考虑远离,扩大地电阻率观测供电线路与地磁记录室的距离,避免或减小其干扰。人为干扰、基建工程影响、车辆影响、雷击干扰和仪器电源故障这几类干扰可以尽量避免。通过对观测保护区进行巡查,可以尽量避免人为干扰,如存在隐患应及时制止。基建工程影响主要是由于施工过程中铁磁性施工设备造成,当施工结束,影响也就会随之消失。车辆影响大多数是车辆过于靠近记录室,也可通过人为干预加以消除。雷击干扰造成的干扰应该加强防雷措施,比如在信号线接口和 GPS 接口处加装专用避雷装置;由于仪器电源故障干扰可能是仪器存在老化等故障原因,可在台站配足备机备件以防仪器断记。干扰在记录曲线上的表现为单点突跳、频繁的单点或多点突跳、一定时段内数据突升或下降的台阶。各类干扰都具有相应的原理和特征,特定台站的干扰类型、干扰出现时间及其干扰表现形态存在一定的规律,在一定时期内不会有太大的变化。合理组合利用各种判断处理方法,在日常处理资料工作中就可以准确地剔除干扰信息,可以提升观测数据质量,为震情跟踪分析和地震预报提供可靠的基础信息。

参考文献

包文超,白其乐格尔,席文雅,等. 2020. 锡林浩特地震台地磁观测干扰分析[J]. 地震地磁观测与研究,41(5):51-55.
 黄雪香,张美仙,林云芳,等. 1999. 华北北部几次中强地震前的地磁前兆特征[J]. 地震,19(2):168-178.

张正霞,张亮娥,曹文强,等. 2009. 浅析山西省数字地磁台站观测数据的预处理[J]. 山西地震,138(2):12-13.

Geomagnetic Interference Types and Data Preprocessing Analysis of Chengdu Earthquake Monitoring Center Station and its Subordinate Stations

LIAO Shaohuan¹, LI Xuehao¹, WEI Jiayi²

(1. Chengdu Earthquake Monitoring Center Station of Sichuan Earthquake Agency, Sichuan Chengdu 611730;

2. Jiangyou Seismic Station, Sichuan Jiangyou 621724)

Abstract: Based on the geomagnetic observation data of Chengdu earthquake station and its subordinate stations, all kinds of interferences in eight GM4 instruments are counted and preprocessed the interference datas. The geomagnetic interference existing at these stations mainly includes vehicle, HVDC transmission, lightning, man-made, instrument failure, power failure and infrastructure projects interference. By using the pretreatment method, the specific interference information in observation data can be eliminated.

Keywords: geomagnetic observation; interference classification statistics; data preprocessing

山西定襄七岩泉水化学特征分析

刘俊芳¹, 范雪芳¹, 郭宝仁², 郭宇², 高文玉², 刘金柱²

(1. 山西省地震局, 山西太原 030021; 2. 忻州地震监测中心站, 山西代县 034200)

摘要:定襄泉地质构造处于系舟山逆断层, 属奥陶系灰岩溶洞水, 泉水主要受降雨补给。本文采集了定襄七岩泉测点及周围4个取样点的水样, 通过水质、水岩反应、氢氧同位素、采样点水氡和微量元素等水化学特征分析, 认为定襄4#来源于直接降水, 其余4个取样点均为同一水源, 1#、2#(测点)和3#水源为径流岩石且逐渐积累后形成的地下水, 5#水源径流岩石的时间短, 为地表水。泉的补给来源主要是大气降水, 水-岩反应尚未达到离子平衡状态, 反应程度较低, 循环深度不大。

关键词:水化学特征; 水岩反应; 补给来源; 微量元素

中图分类号: P315.72; P314

文献标识码: B

文章编号: 1001-8115(2021)02-0042-06

DOI: 10.13716/j.cnki.1001-8115.2021.02.008

地下水组分承载了流体来源、运移和岩石圈信息(张磊等, 2016), 前人通过水化学方法研究地下流体的化学特征及成因, 李静荣等(2018)研究了广东省河源断裂带碳酸泉水化学特征及形成机制; 杨静等(2019a, 2019b)研究了山西夏县水化学观测地质环境, 利用水化学特征分析了夏县温泉水的补给来源和温泉类型。王云等(2018)对滇东南楔形构造区内的观测点进行水化学特征和气体化学特征分析, 判断不同泉点的水岩作用、循环特征和逸出气成因。胡小静等(2018)利用水化学特征研究云南江川渔村井的地下水循环特征和补给来源。田雷等(2018)通过分析滇17井的水化学测项, 得出观测井周边水文地质及水文地球化学情况, 认为观测数据变化的原因是地下应力环境改变。在长期观测山西定襄七岩泉水过程中, 发现其水文背景观测资料不完整, 有待完善。本文采集了定襄七岩泉的水源点、采样点和周围水样, 通过水化学离子组分、氢氧同位素特征、水岩反应等, 分析七岩泉测点及附近取样点的水化学特征, 判断不同采样点的水质类型、水-岩平衡状态和泉水补给来源, 为该台站流体监测及分析预报提供基础资料。

1 研究区域

定襄七岩泉位于忻定盆地南侧, 定襄凹陷南缘, 定襄县茶房口村南约500 m的山沟里, 系舟山山地靠近系舟山北麓断裂, 七岩泉属寒武系灰岩喀斯特裂隙溶洞水, 属承压上升泉水。泉水从基岩中沿断层上覆盖的沙砾石层溢出, 含水层上部为中奥陶统(O_2)富水灰岩, 下部为相对隔水的下奥陶统(O_1)泥质灰岩。泉点西北侧的断裂带, 有一阻水的小型逆断层构成阻隔层, 是造成泉水出露于地表的必要条件, 定襄泉附近的石灰岩、变质岩等裂隙节理及溶洞较为发育, 赋存有裂隙溶洞水, 在断层附近呈群泉溢出(见图1)。定襄七岩泉测点的年平均气温 8.9°C , 定襄泉测点的水温约 10.0°C 且全年基本恒定, 水温高于年平均气温(范雪芳等, 2002, 2009, 2010, 2011)。

2 水化学分析

2.1 采样与测试

本文选取定襄七岩泉测点及周边4处水点样本, 从泉水出露地的上游到下游依次为定襄1#—定襄5#,

收稿日期: 2021-03-05; 修回日期: 2021-04-13

基金项目: 山西省地震局科研项目(项目编号: SBK-1904); 中国地震局监测、预测、科研三结合课题(项目编号: 3JH-201901076)

作者简介: 刘俊芳(1986-), 女, 山西神池人, 工程师, 主要从事地下流体监测工作。E-mail: 443179698@qq.com

通讯作者: 范雪芳(1963-), 女, 山西万荣人, 高级工程师, 主要从事地下流体监测预报工作。E-mail: xuefang63@163.com

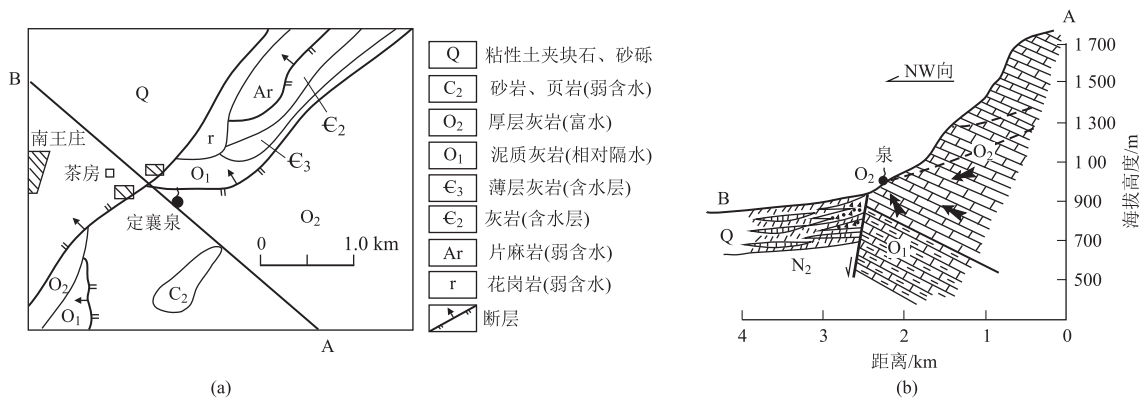


图1 定襄泉区地质(a)、水文地质剖面(b)示意图(范雪芳等,2007)

具体采样点分布见图2。其中,定襄1#为七岩泉上游盖有井盖的水源地,定襄2#为井房内的测点,定襄3#为测点井房外露天的居民抽水电点及饮用水点,定襄4#为测点附近居民山洞内水槽中储满的水,定襄5#为从山上岩石流下且出露地表的水点。样品的水化学测试由中国地震局地壳应力研究所(地壳动力学重点实验室)测定。现场采用美国奥豪斯 ST300C 便携式 pH 计和便携式电导率仪测试各采样点水样的酸碱度和电导率,水质分析采用 ICS-2100 离子色谱仪,测试结果见表1和表2。

2.2 水质分析

定襄泉水质的 piper 图和 durov 图表示地下水化学组成的分区分带,见图3(图3中各化学元素均未添加离子

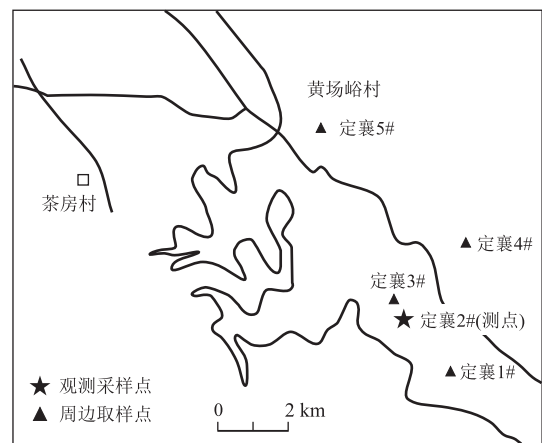


图2 定襄七岩泉周边取样点空间分布示意图

表1 现场取样点基本情况

取样点编号	取样位置			pH 值	取样水温 /℃	电导率 / (uS/cm)	总溶解固体 / (mg/L)
	纬度/(°N)	经度/(°E)	高程/m				
定襄1#	38.4224	113.0220	950	7.80	10.4	350	270.3
定襄2#	38.4227	113.0215	935	7.48	10.5	358	286.4
定襄3#	38.4227	113.0215	935	7.96	10.4	360	271.4
定襄4#	38.4232	113.0227	942	8.26	12.6	424	472.4
定襄5#	38.4262	113.0182	881	8.04	11.6	334	270.8

表2 常量元素实验数据

(单位:mg/L)

样品	Na ⁺	K ⁺	Mg ²⁺	Ca ²⁺	F ⁻	Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	NO ₃ ⁻	HCO ₃ ⁻
定襄1#	4.25	1.35	15.50	73.62	0.28	4.48	42.08	6.57	256.27
定襄2#	3.92	0.95	15.56	73.89	0.25	3.51	46.76	6.41	262.37
定襄3#	3.98	1.08	15.63	74.33	0.23	4.01	42.23	6.46	262.37
定襄4#	6.72	0.30	21.74	86.10	0.14	9.49	91.64	12.25	244.07
定襄5#	3.97	1.01	15.65	73.79	0.27	3.74	45.22	6.32	250.17

符号,以方便绘制)。由表2和图3可知,定襄泉1#、2#、3#、5#水化学离子浓度占比落点位置靠近 Ca²⁺、Mg²⁺、HCO₃⁻,水质类型均为 Ca-Mg-HCO₃型,4#水化学离子浓度占比落点位置除靠近上述离子外,还靠近 SO₄²⁻,4#水质类型为 Ca-Mg-HCO₃-SO₄型。定襄七岩泉测点(即定襄2#采样点)1979年建成,为裂隙溶洞水,最初测量的采样点泉水温 10℃左右,pH为7.85,水化学类型为 HCO₃-Ca型,无深源气体,建成观测点检测泉水含有 Ca²⁺、Mg²⁺、K⁺、Na⁺、HCO₃⁻、SO₄²⁻、Cl⁻、HSiO₃⁻等化学离子。目前测量的定襄泉测点水温 10.5℃左右,pH为7.48,呈弱碱性,水化学类型为 Ca-Mg-HCO₃型(见图3),含有 Ca²⁺、Mg²⁺、K⁺、Na⁺、HCO₃⁻、

SO₄²⁻、Cl⁻等(见表2),为冷水泉。溶解性总固体(即TDS)是溶解在水里的无机盐和有机物的总称,一般情况下TDS可以近似理解为全盐量,其主要成分有Ca²⁺、Mg²⁺、K⁺、Na⁺、CO₃²⁻、HCO₃⁻、Cl⁻、SO₄²⁻和NO₃⁻等,定襄4#的TDS不同于其他采样点。因此,由离子成分(表1、表2)和水化学类型(图3)均可认为,4#与其他取样点水源不同。

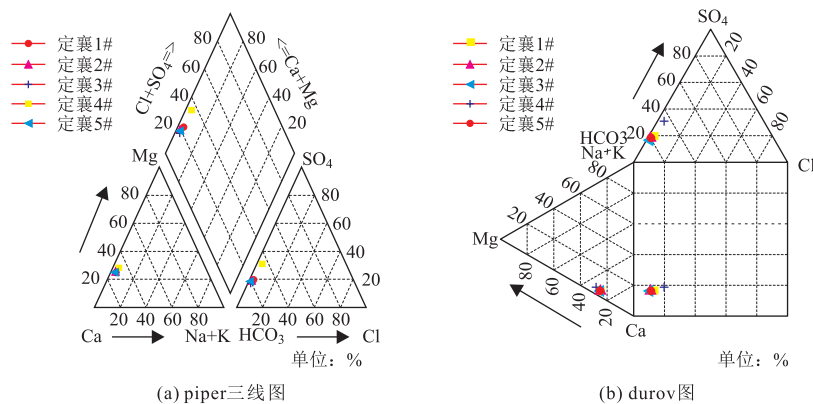


图3 定襄泉及其周围水样水化学成分分析图

水化学类型不同可以表征流体的成因与来源不一致,于是可以通过阴阳离子的变化探讨地下水来源和变化的影响因素。Ca²⁺占比高,说明泉水为低矿化水。在没有人为外界干扰的地下水流动系统中,地下水中Cl⁻含量随流程而增加,反映地下水的渗流途径与平均滞留时间,反映地下水渗流场。水的电导率可用于衡量水中含盐、离子成分以及杂质等浓度特征,水中所含的溶质和杂质越少,其电导率就越低,相反电导率就越高(陈爱华,2013)。

与其他取样点相比,定襄4#的Ca²⁺和Cl⁻含量、电导率、pH值及取样水温均高(见表1、表2),4#为低矿化水,呈碱性,泉水流程较远,滞留时间长,含溶质和杂质多,说明4#与其他取样点水源不同。在水化学类型类似、TDS变化较小的水样中,用离子比例分析法能反映出水样的差异性。表3显示,定襄泉测点及周围水体5个取样点中,定襄1#、2#、3#、5#化学离子组分数值非常接近,4#离子成分明显偏离。5个取样点的离子含量、水化学类型均显示1#、2#、3#、5#为同一水源,4#来源于另一水源。表3显示,各采样点均经过一定深度的渗透循环,2#的地下水离子比值高于其他采样点,说明2#(测点)地下水渗透循环高于其他采样点。4#地下水离子比值低于其他采样点,说明4#地下水渗透循环较浅。

表3 地下水离子比值表

样品	rCa/rNa	rCa/rMg	rMg/rNa	rCa/rCl	rNa/rCl	rSO ₄ ²⁻ /rCl	rHCO ₃ ⁻ /rCl
定襄1#	0.95	4.75	3.65	16.43	0.95	9.39	57.20
定襄2#	1.12	4.75	3.96	21.03	1.12	13.31	74.68
定襄3#	0.99	4.75	3.93	18.53	0.99	10.53	65.41
定襄4#	0.71	3.96	3.23	9.07	0.71	9.65	25.71
定襄5#	1.06	4.72	3.94	19.74	1.06	12.10	66.93

2.3 水岩反应

泉水由大气降水进入岩石裂隙、空隙等深循环通道,在水运移过程中其化学成分要受到围岩控制或上层冷水混合影响(伍剑波,2013)。水岩平衡分析用于体系开放与封闭的判断、时间及运移过程的判断。定襄泉Na-K-Mg水岩反应平衡图(见图4)可用来评价水—岩平衡状态和区分不同类型的水样。根据样品点在图中的落点位置判断该样品所代表的水—岩平衡状态,地下水中的线性成带特征隐含着地下水形成、演化过程。从图4可知(图4中各化学元素均未添加离子符号,以方便绘制),定襄泉水及附近水样均属于“未成熟水”(伍剑波,2013),并且非常靠近Mg^{0.5}端元附近,为浅层地下水,主要接受大气降水的补给,反映出浅层的水循环特征,循环周期相对较快,水—岩之间尚未达到离子平衡状态,溶解作用仍在进行。

2.4 氢氧同位素分析

氢氧同位素方法(伍剑波,2013;苏鹤军等,2010)是通过大气降水确定补给水源的水文地球化学方法。

定襄泉的氢氧同位素组成是判断其地下水来源的主要指标,我们对定襄泉测点及周围水样进行了氢氧同位素分析(取样点分布见图2)。分析测试采用 LWIA-24-EP 氢氧稳定同位素分析仪,结果见表4、图5。

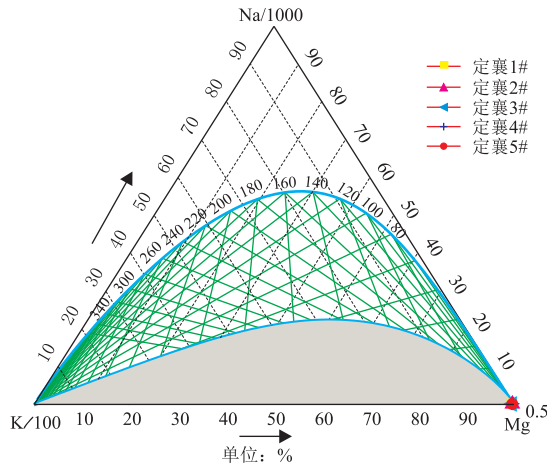


图4 定襄泉及其周围水质三角图

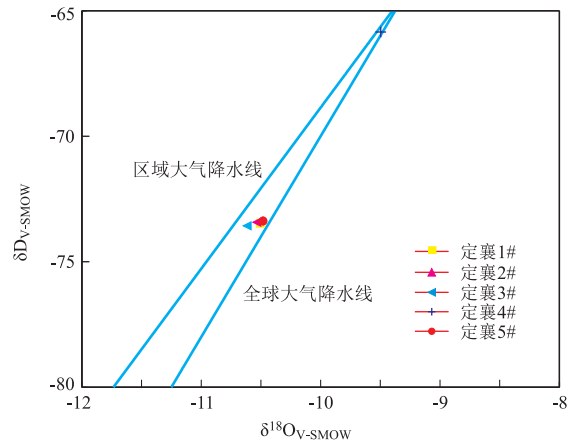


图5 定襄泉测点及周围水样氢氧同位素分析

CRAIG 于 1961 年利用大气降水氢氧稳定同位素数据定义了全球大气降水线 (GMWL), 具体方程式为 $\delta D = 8\delta^{18}O + 10$ (苏鹤军等, 2010), 参考山西太原地区大气降水线 $\delta D = 6.42\delta^{18}O - 4.66$ (贾振兴等, 2015), 氢氧同位素分析定襄泉 δD 的范围为 $-73.57\text{‰} \sim -65.85\text{‰}$, $\delta^{18}O$ 的范围为 $-10.61\text{‰} \sim -9.5\text{‰}$

表4 定襄氢氧同位素分析表

样品名称	δD_{V-SMOW} ($\times 10^{-3}$)	δD_{V-SMOW} StDev	$\delta^{18}O_{V-SMOW}$ ($\times 10^{-3}$)	$\delta^{18}O_{V-SMOW}$ StDev
定襄 1#	-73.46	0.03	-10.50	0.06
定襄 2#	-73.43	0.93	-10.52	0.23
定襄 3#	-73.57	0.09	-10.61	0.01
定襄 4#	-65.85	0.21	-9.50	0.11
定襄 5#	-73.38	0.18	-10.48	0.03

(见表4)。定襄泉水为低矿化度水质,代表典型的大气降水与岩石之间的第一阶段反应,显示了浅层的水文循环特征,利用区域降水线进行地下水氢氧同位素组成特征分析,韩冬梅(2007)研究发现忻州盆地地下水的稳定同位素 D 和 ^{18}O 基本落在太原地区大气降水线上,以大气降水补给为主。由表4可知,定襄4#水样的 δD 值为 -65.85‰ , $\delta^{18}O$ 值为 -9.5‰ ,其氢氧同位素测值与其他4个水样测值区别较大,说明4#采样点的水与其他水样来源不同。

图5显示,定襄泉水及周围水样的氢氧同位素比值沿全球大气降水线分布且靠近太原地区的大气降水线,这些泉水补给来源主要是大气降水的浅层地下水,为大气成因水,其水-岩反应程度较低,循环深度不大。4#分布在全球大气降水线上,更靠近区域大气降水线,且明显区别于其他水样,基本来源于大气降水;其他4个水样分布在两条大气降水线之间,主要补给来源为大气降水,但不完全受大气降水影响,可能与地下地质循环过程排泄补给有关。5#更接近全球大气降水线,比其他水样更容易受大气降水影响。3#更接近区域大气降水线,容易受区域大气降水影响,因为3#(裸露点)采样点裸露,更容易混入雨水。1#(盖有井盖)、2#(井房内)采样点相对封闭,不易混入雨水。

表5 不同采样点的水氢测值

取样地点	取样日期	取样时间	水氢浓度/(Bq/L)	
			主样	副样
定襄 1#	2019-04-12	15:40	44.8	47.7
	2019-04-13	15:30	48.0	45.4
	2019-04-14	15:30	47.6	47.1
	2019-04-15	15:30	49.4	48.4
	2019-04-16	15:30	46.5	49.6
	2019-04-17	15:30	48.0	47.0
定襄 2#	2019-04-12	07:20	32.1	30.8
	2019-04-13	07:20	30.9	30.0
	2019-04-14	07:20	30.6	30.0
	2019-04-15	07:20	30.9	29.0
	2019-04-16	07:20	30.5	30.8
	2019-04-17	07:20	31.1	31.5
定襄 3#	2019-04-12	15:55	19.3	20.1
	2019-04-13	15:40	17.7	18.4
	2019-04-14	15:40	19.3	19.7
	2019-04-15	15:40	20.2	19.1
	2019-04-16	15:40	18.9	19.5
	2019-04-17	15:40	18.9	19.1
定襄 4#	2019-04-10	15:10	0	0
	2019-04-11	15:00	0	0
定襄 5#	2019-04-11	15:35	0	0
	2019-04-11	15:30	0	0

2.5 采样点水氢分析

地下水在运移过程中,岩石和土壤中的氢气溶解在水中,形成水氢。从水源地上游1#到下游5#依次采样并测量水氢值(见表5)。测试结果发现,不同采样点测得的水氢浓度值不同,水氢在径流过程中逸散,以1#为参照点,其下游的采样点离参照

点的距离与水氡测值呈负相关。

表5显示,1#和2#的水氡均值相差16.8 Bq/L,2#和3#的水氡均值相差11.5 Bq/L,4#和5#的水氡测值都为0,表明4#、5#不含有水氡。由于4#为测点附近居民山洞内水槽中储满的水,5#为从山上岩石流下且出露地表的水,日常水氡观测实验测得的雨水中水氡测值为0,结合氢氧同位素和不同采样点水氡测值分析,说明4#、5#与其他取样点水源不同,4#为大气降水,5#比其他采样点受大气降水补给明显,1#、2#、3#均与地下地质循环过程排泄补给有关,且水中溶解了氡气,其水源为径流岩石且逐渐积累后形成的地下水。结合水质分析,4#为降雨混合水径流岩石后长期积累在水槽中,可以认为4#来源于直接降水,5#水源径流岩石的时间短,为地表水。

2.6 微量元素分析

微量元素测试采用热感的电感耦合等离子体质谱仪 Series II,测试结果见表6。

表6 定襄泉微量元素质量浓度

取样点	质量浓度/($\mu\text{g/L}$)									
	Li	B	La	Cr	Mn	Fe	Ni	Cu	Sr	Ba
定襄1#	3.775	14.73	27.87	5.080	0.080	297.1	2.284	1.151	168.8	0.017
定襄2#	3.782	14.56	26.35	4.937	—	306.5	1.953	0.442	168.7	0.011
定襄3#	3.965	14.84	27.02	4.969	0.162	296.2	2.121	0.762	170.6	0.010
定襄4#	2.856	12.53	29.00	4.390	0.064	365.1	2.394	1.000	154.8	0.042
定襄5#	3.981	14.49	26.69	4.778	0.005	299.6	1.959	0.444	172.6	0.008

表6中微量元素质量浓度统计特征为 $\text{Fe} > \text{Sr} > \text{La} > \text{B} > \text{Cr} > \text{Li} > \text{Ni}$,在Ba、Sr、Mn、Fe、Cu等5种微量元素中,定襄泉及附近水样地下水微量元素的均值浓度表现为: $\text{Fe} > \text{Sr} > \text{Mn} > \text{Cu} > \text{Ba}$,除Fe元素质量浓度变化范围是296.2~365.1 $\mu\text{g/L}$,Sr元素质量浓度是154.8~172.6 $\mu\text{g/L}$ 外,其余3种微量元素的浓度均值均小于2.0 $\mu\text{g/L}$,即Ba元素质量浓度变化范围是0.008~0.042 $\mu\text{g/L}$,Mn在0.005~0.162 $\mu\text{g/L}$ 之间,Cu在0.442~1.151 $\mu\text{g/L}$ 之间。定襄泉地下水中富含 Ca^{2+} 、 Mg^{2+} 、 HCO_3^- 等离子,3#富含 SO_4^{2-} ,同时含有微量的Fe、Sr、Mn、Ba、Cu等元素,且结合水化学分析可知3#水源为径流岩石且逐渐积累后形成的地下水,这些物质来源于基岩、土壤、降雨等。据调查,定襄泉周围无工业生产,当地主要活动是农业生产,因此,泉水中的金属元素不因人活动导致输入(陈雪彬等,2014)。定襄4#的Fe、Ba、Ni、La浓度较其他采样点略高,其微量元素明显不同于其他采样点,说明4#与其他取样点的水源不同。

3 结果与讨论

采用不同的水化学方法对定襄七岩泉测点及周围水体的补给来源进行研究,其水化学类型、离子成分、水岩反应、氢氧同位素、采样点水氡和微量元素6个方面的分析可知定襄七岩泉水具有以下水文地球化学特征:(1)根据采样测试结果和水质分析,定襄七岩泉测点的水质类型为Ca-Mg-HCO₃。(2)根据水化学类型、离子成分、氢氧同位素和微量元素分析,认为定襄4#与其他取样点的水源不同。(3)根据Na-K-Mg水岩反应平衡图分析,认为定襄七岩泉测点和周围水体均属于“未成熟水”,表现出浅层的水循环特征。泉水的水-岩反应尚未达到离子平衡状态,反应程度较低,循环深度不大。(4)根据氢氧同位素分析,认为定襄七岩泉测点和周围水体的补给来源主要是大气降水。2#(测点)主要补给来源为大气降水,但不完全受大气降水影响,与地下地质循环过程排泄补给有关。4#为大气降雨水,5#容易受大气降水影响,3#接近区域大气降水线,容易受区域大气降水影响,因为3#采样点裸露,容易混入雨水。1#、2#(测点)采样点相对封闭,不易混入雨水。(5)根据采样点水氡分析,结合氢氧同位素和水质分析,认为补给来源1#、2#(测点)、3#水源为径流岩石且逐渐积累后形成的地下水,4#来源于直接降水,5#水源径流岩石的时间短,为地表水。

分析计算得到定襄七岩泉测点的水质类型、水岩反应平衡特征、补给来源、微量元素等水文地球化学特征,完善了定襄七岩泉的水文背景资料,可为定襄台站的流体数据分析、异常落实提供依据,为流体地震监测预报提供服务。

参考文献

- 陈爱华. 2013. 忻州市地下水化学特征研究[D]. 北京:中国地质大学,58-60.
- 陈雪彬,杨平恒,蓝家程,等. 2014. 降雨条件下岩溶地下水微量元素变化特征及其环境意义[J]. 环境科学,35(1):123-130.
- 范雪芳,高文玉,李惠玲,等. 2011. 山西定襄七岩泉水氡异常变化分析[J]. 山西地震,(3):7-12.
- 范雪芳,刘耀炜,陆明勇,等. 2010. 华北地区水位与水氡中期、中短期前兆异常特征研究[J]. 地震研究,33(2):147-158.
- 范雪芳,马朝晖,赵文星,等. 2007. 定襄泉水氡正常和异常动态特征及其相互关系的研究[J]. 地震,27(2):112-120.
- 范雪芳,王吉易,陆明勇. 2009. 汶川8.0级地震前典型流体中期前兆异常的初步研究[J]. 地震,29(1):132-140.
- 范雪芳,张淑亮,王吉易. 2002. 地下流体中期和中短期前兆异常的四种判定方法[J]. 地震,22(4):136-139.
- 韩冬梅. 2007. 忻州盆地第四系地下水流动系统分析与水化学场演化模拟[D]. 武汉:中国地质大学,7-8,97-114.
- 胡小静,付虹,李利波,等. 2018. 云南江川渔村井地下水补给来源分析[J]. 地震研究,41(4):544-550.
- 贾振兴,臧红分,郑秀清,等. 2015. 太原地区大气降水的氢氧同位素特征研究[J]. 水资源与水工程学报,26(2):22-25.
- 李静荣,王中正,王亚,等. 2018. 广东省河源断裂带碳酸泉水化学特征及形成机制[J]. 中山大学学报(自然科学版),57(5):19-28.
- 苏鹤军,张慧,史杰. 2010. 祁连山断裂带中东段地下水地球化学特征研究[J]. 西北地震学报,32(2):122-128.
- 田雷,余怀忠,周志华. 2018. 基于水化学分析的滇17井流体异常识别及应用[J]. 地震研究,41(4):551-558.
- 王云,赵慈平,李其林,等. 2018. 滇东南楔形构造区典型地热流体地球化学特征研究[J]. 地震研究,41(4):534-542.
- 伍剑波. 2013. 基于 Matlab 的地下流体地球化学方法可视化技术及应用[D]. 兰州:中国地震局兰州地震研究所,15-21.
- 杨静,常姣,李民,等. 2019a. 山西夏县中心地震台水化学观测地质环境概述[J]. 山西科技,34(1):48-51.
- 杨静,李冬梅,常姣,等. 2019b. 山西夏县中心地震台温泉水化学特征[J]. 地震地磁观测与研究,40(4):114-119.
- 张磊,刘耀炜,任宏微,等. 2016. 氢氧稳定同位素在地下水异常核实中的应用[J]. 地震地质,38(3):721-731.

Geochemical characteristics of Qiyang spring in Dingxiang, Shanxi Province

LIU Junfang¹, FAN Xuefang¹, GUO Baoren², GUO Yu², GAO Wenyu², LIU Jinzhu²

(1. Shanxi Earthquake Agency, Shanxi Taiyuan 030021, China;

2. Earthquake Monitoring Center Station of Xinzhou, Shanxi Daixian 034200, China)

Abstract: The Dingxiang spring geological structure is in the Jizhou mountain reverse fault, which belongs to the Ordovician limestone cave water. The spring water is mainly recharged by rainfall. In this paper, water samples were collected from Dingxiang Qiyang spring measuring point and four sampling points around. Through analysis of water chemical characteristics such as water quality, water-rock reaction, hydrogen and oxygen isotopes, water radon at the sampling point and trace elements, it is found that the number 4 is derived from direct precipitation, and the remaining 4 sampling points are all from the same water source. The water sources of number 1 and number 2 which is the measuring point as well as number 3 are runoff rocks and gradually accumulate groundwater. The number 5 is from surface water with short time of runoff rock. The source of spring supply is mainly atmospheric precipitation. The water-rock reaction has not yet reached the ion equilibrium state, the degree of reaction is low, and the circulation depth is not large.

Keywords: water chemical characteristics; water rock reaction; source of supply; trace elements

四川省地震月报目录($M_L \geq 3.0$)

(2021.01 ~ 2021.03)

序号	发震时刻		震中位置			位号	震级			深度 (km)	精度	台数	资料来源	备注
	年月日	时分秒	纬度	经度	地点		M_L	M_D	M_S					
1	20210104	003411.7	2925	10432	四川贡井	51	3.6		06	1	37	51		
2	20210104	053323.2	2823	10457	四川长宁	51	3.4		10	2	37	51		
3	20210104	105829.2	2924	10401	四川犍为	51	4.4		15	1	42	51		
4	20210104	111352.8	2925	10402	四川犍为	51	3.4		16	2	32	51		
5	20210106	115158.7	3404	10254	四川若尔盖	51	3.1		18	3	11	51		
6	20210112	090922.4	2926	10433	四川贡井	51	3.1		04	1	36	51		
7	20210116	055450.1	2823	10453	四川长宁	51	3.4		05	2	26	51		
8	20210118	175044.7	3138	09857	四川德格	51	3.1		12	1	15	51		
9	20210122	033425.5	2806	10502	四川兴文	51	4.3		11	2	55	51		
10	20210123	021803.9	2924	10433	四川贡井	51	3.5		05	1	47	51		
11	20210207	110919.5	2903	10215	四川石棉	51	3.1		15	1	24	51		
12	20210210	071906.1	2938	10445	四川资中	51	3.0		05	1	38	51		
13	20210210	131227.7	2926	10432	四川威远	51	3.5		04	1	43	51		
14	20210210	154605.1	2902	10055	四川木里	51	3.3		21	1	23	51		
15	20210211	212255.3	2915	10157	四川九龙	51	3.0		18	1	35	51		
16	20210213	092233.4	2902	10055	四川木里	51	3.6		21	1	29	51		
17	20210215	162311.3	2808	10451	四川珙县	51	4.5		06	1	33	51		
18	20210216	122247.1	2807	10503	四川兴文	51	3.3		10	1	28	51		
19	20210218	193138.4	2900	10215	四川石棉	51	3.1		15	1	40	51		
20	20210218	193808.7	3225	10437	四川平武	51	3.1		11	1	24	51		
21	20210218	200018.6	3226	10438	四川平武	51	3.3		10	1	35	51		
22	20210221	061855.4	2936	10445	四川威远	51	3.0		04	1	51	51		
23	20210221	222309.5	2822	10454	四川长宁	51	3.6		05	1	29	51		
24	20210222	102025.6	2749	10133	四川盐源	51	3.2		11	2	9	51		
25	20210224	125910.4	3150	10407	四川茂县	51	3.8		18	1	41	51		
26	20210228	091244.6	3245	10116	四川阿坝县	51	3.5		06	2	12	51		
27	20210302	014436.4	3209	10434	四川平武	51	3.7		13	1	22	51		
28	20210307	065923.7	3024	10705	四川邻水	51	3.0		12	3	8	51		
29	20210308	184833.5	2925	10433	四川贡井	51	3.1		06	1	41	51		
30	20210313	215649.1	2808	10447	四川珙县	51	3.7		03	1	26	51		
31	20210317	031415.5	2840	10541	四川合江	51	3.0		01	2	18	51		
32	20210319	122305.0	2809	10444	四川珙县	51	3.1		07	2	16	51		
33	20210319	185749.6	3156	10411	四川北川	51	4.3		21	1	40	51		
34	20210322	151950.1	2750	10113	四川木里	51	3.1		04	2	12	51		
35	20210322	233253.8	3123	10327	四川汶川	51	3.5		13	1	33	51		
36	20210323	032110.8	2826	10447	四川珙县	51	3.6		10	1	25	51		
37	20210325	195205.9	3212	10424	四川平武	51	3.5		19	1	32	51		
38	20210326	151529.6	2812	10449	四川珙县	51	3.6		08	1	29	51		
39	20210327	005049.4	3042	10321	四川大邑	51	3.2		19	1	41	51		
40	20210329	035823.8	3006	10146	四川康定	51	3.0		11	1	26	51		