

黄河郑州—济南段河型变化特征及其与 隐伏断层活动的关系



Pre-pub. on line: www.
geojournals.cn/georev

王晶^{1,2)} 李德文^{1,2)} 马保起^{1,2)} 魏显虎³⁾ 魏永明³⁾ 杨多兴^{1,2)}

1) 应急管理部国家自然灾害防治研究院,北京,100085;

2) 中国地震局地壳动力学重点实验室,北京,100085; 3) 中国科学院空天信息创新研究院,北京,100094

内容提要: 厚层松散堆积区(盆地或平原等)发震断层多以隐伏活动为主要特征,基于上断点的传统活动断层探测技术通常难以约束断层最新活动性质和时代。利用冲积河流对地表形变的敏感性评估断层活动性,是极具潜力的隐伏活动断层研究方向。本文基于 TM/ETM 遥感影像,对小浪底水库建设前后(1990~2013年)郑州—济南段黄河水域多期次几何特征进行提取和分段,共获取6个时期河道中心线弯曲度和5个时段河道面积重叠率的沿程变化信息。与区域资料对比的结果表明,弯曲度异常高值段在空间分布上除个别临近运河穿越处外,主要与穿黄或临黄隐伏断层相对应;在综合分析各种潜在因素后,认为与相关隐伏断层活动引起的地表形变有关。多时段重叠率均值整体上顺流增大(趋于稳定),局部异常低值(不稳定)指示加积段落,在空间上与弯曲度分析指示的构造变形信息一致。本研究表明相关指标多期均值能较好地反映局部因素引起的河型异常,为认识和评价相关穿黄、临黄断层(新乡—商丘断裂、黄河断裂、聊城—兰考断裂、曹县断裂、巨野断裂及郑州—开封断裂)的活动性和地震危险性提供了独立的解释和评价依据,可为利用河型异常特征分析同类地区隐伏断层活动性和河段稳定性提供技术支撑。

关键词: 活动构造; 隐伏断层; 河型异常; 地震危险性; 河流弯曲度

在平原、盆地等松散沉积物广泛分布的地区,活动断层多以隐伏的形式存在,并常导致强震甚至巨震的发生(Watson et al., 1983)。隐伏断裂地震破裂很难穿透上覆厚层松散堆积物,其活动性鉴定传统上主要以物探、钻探或化探相结合的方式,工作量大、耗时长、技术要求高,一般只适于在小范围内对已知断层进行详细定位。而通过上断点^①获得的最新断错时代,经常远早于历史或现代强震给出的最新活动时间。因此,尝试新理论、新方法和新技术在隐伏活动断层探测中的应用,是一项极具前景的挑战性工作。

Schumm 等(1983, 2000)较早认识到,地表形变量和变形速度即使非常微小,对地表水系形态特征也会有显著影响,并在地表形成明显的水系异常(anomalous drainage pattern)。受隐伏活动断层引起的地表形变的影响,冲积河流水文、地貌和沉积过程会随地表形变而处于一种不断调整的动态平衡过程

之中,河道易于变形、迁移、摆动,形成可以在宏观上识别的河型异常(anomalous river pattern)(Watson et al., 1983)。相关的研究可归结为两类(Willemin, 1994)。一是通过物理模型模拟河流对河床形变的响应过程,总结河流变化规律(尹学良, 1965; 蔡强国, 1982; Ouchi, 1985; 周刚, 2009)。Ouchi (1985)发现混合负载河流经过隆升区前,弯曲度随着坡降的减小而减小,经过隆升区后弯曲度由于坡降增加而更大,认为冲积河流可以提供构造缓慢运动的证据。周刚等(2009)基于模型模拟发现随着比降的增大,河道平面形态有从弯曲型向分汉型或游荡散乱型变化的趋势。目前对不同地表形变方式下河流响应的模式和特征已经有了基本一致的认识。二是开展野外实证,通过量化已知变形区河流异常特征(侯建军等, 1994; Schumm et al., 1996, 2000; Nelson et al., 2013),检验正向研究所获结论的合理性。Gomez (2010)认为弯曲度可以作为冲积河道对新构造活

注:本文为中央级公益性科研院所基本科研业务专项重点项目(编号:ZDJ2019-14)、国家自然科学基金资助项目(编号:40971013, 41471002)的成果。

收稿日期:2021-05-11; 改回日期:2021-08-27; 网络首发:2021-09-20; 责任编辑:章雨旭。Doi: 10.16509/j.georeview.2021.09.035

作者简介:王晶,女,1992年生,硕士研究生,构造地表过程研究方向; Email: wj135014117@163.com。通讯作者:李德文,男,1970年生,博士,研究员,主要从事地貌学和第四纪地质学研究; Email: lidewen@263.net。

动响应的指标。Whittaker 等(2007)发现河流经过构造隆起地块后下切加剧,河道变窄。Burnett 等(1983)发现小型河流对地表形变的响应要滞后于较大规模的河流。相关进展为通过河流异常研究隐伏活动断层特征提供了必要的基础。但是,除地表形变外,支流水沙供给、河道物质组成和河岸可蚀性变化等因素也可能导致相同或相似的河型异常特征,因而在实际工作中通常需要克服多解性问题。

华北平原构造复杂、地震频仍;断层以隐伏形式活动为主,对隐伏断层活动性和发震能力的认识尚不充分。已有研究(王若相等,2001,2002)表明华北平原水系密度的分布格局与基底构造活动存在联系,但是这种大尺度的研究还不能从根本上解决活动断层的定位问题。本文选择黄河下游水沙条件相对简单的郑州—济南段为研究区,试图通过多期遥感数据恢复黄河河型的时空变化特征,分析研究区

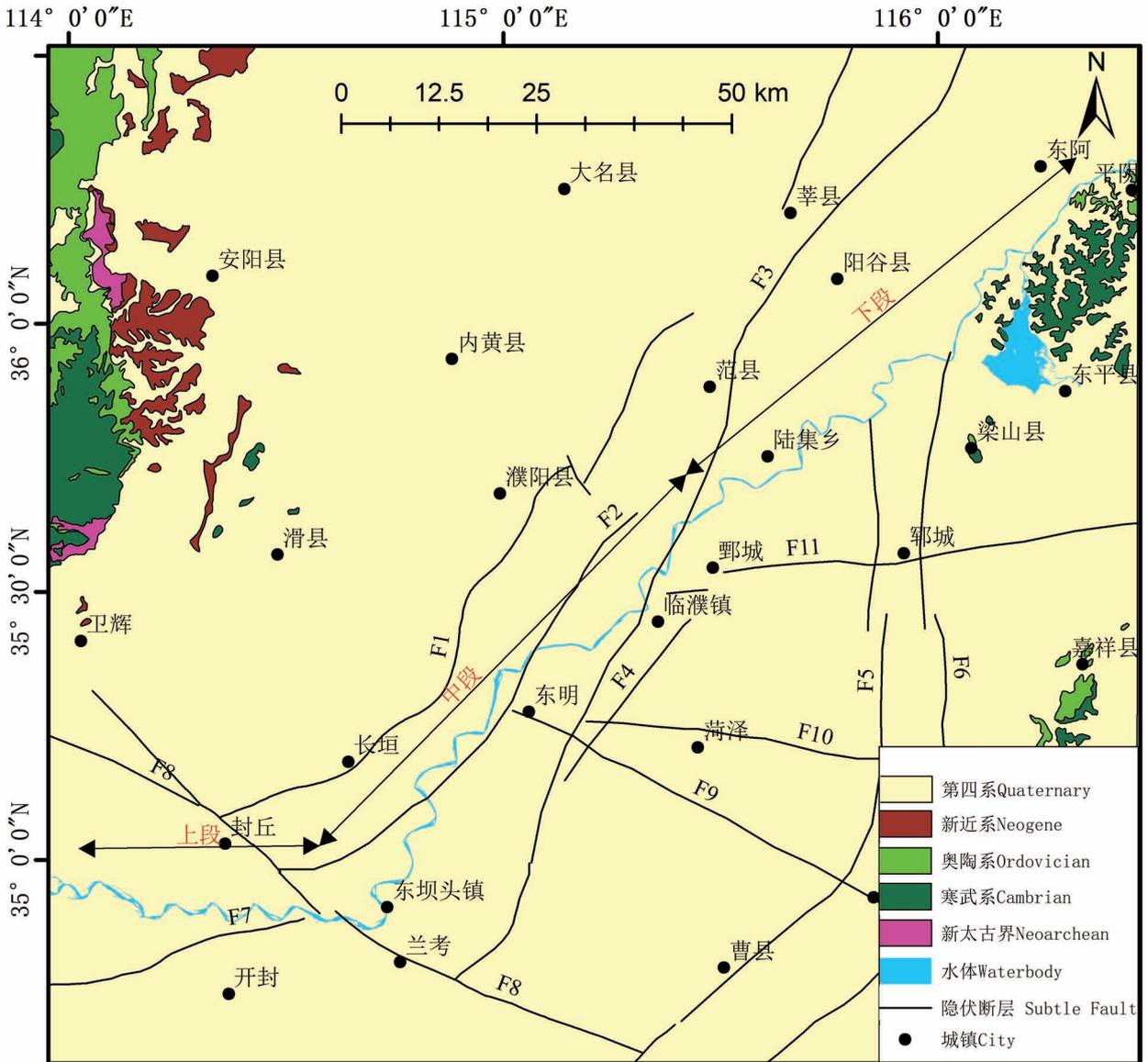


图1 黄河郑州—济南段地质地貌特征

Fig. 1 Geological and Geomorphological Features of the Yellow River from Zhengzhou to Jinan

F1—为长垣断裂; F2—黄河断裂; F3—聊城—兰考断裂; F4—小宋—解元集断裂; F5—曹县断裂; F6—巨野断裂; F7—郑州—开封断裂; F8—新商断裂; F9—东明—成武断裂; F10—菏泽断裂; F11—鄄城断裂。断层分布取自资料^②
 F1—Changyuan fault; F2—Yellow River fault; F3—Liaocheng—Lankao fault; F4—Xiaosong—Jieyuanji fault; F5—Caoxian fault; F6—Juye fault; F7—Zhengzhou—Kaifeng fault; F8—Xinxiang—Shangqiu fault; F9—Dongming—Chengwu fault; F10—Heze fault; F11—Yuncheng fault.
 The fault distribution is taken from the active fault data of the fifth-generation zoning map of China Earthquake Administration

内黄河河型沿程变化控制因素,总结冲积河流对隐伏断层活动的响应特征,为通过区域河型变化特征识别活动构造变形提供技术支撑和解释依据。

1 区域背景

黄河下游是我国人口最为集中、工农业生产较为发达的地区之一。黄河下游桃花峪(河南郑州荥阳市)以下平均坡降 0.111‰(黄河水利委员会黄河志总室,1998),低坡降、大径流客观上增强了河型对地形变形的敏感性,为利用河型探测隐伏构造活动提供了更多的机会。其中黄河郑州—济南段主要受防洪堤围限,西端靠近太行山,东临泰山;为华北平原与黄淮海平原的分水岭(图 1)。地理坐标范围为 113.56~116.84°E,34.72~36.33°N。地貌上位于黄河冲洪积平原,南部地势向东南倾斜,北部向北东倾斜,总体上呈簸箕状,由西南向东北逐渐降低。大堤以外平原区几乎全被第四系覆盖,以冲洪积物为主。研究区地处暖温带、湿润—半湿润季风气候,雨热同季,夏季炎热雨量丰沛,降水主要集中在 7、8 月份。区域大地构造上属于华北拗陷盆地,新构造运动强烈。以隐伏形式为主的临黄、穿黄断层超过 10 条(叶青超等,1997;石建省等,2007),目前仅个别断层被判定为活动断层。除了接受河堤内天然降水,以及与运河、东平湖之间存在少量水量交换外,郑州—济南段黄河主要以单一河道的形式穿越数条隐伏断层,类似于一个巨型的实验水槽,为认识和理解冲积河流对隐伏断层活动的响应特征提供了一个天然的实验场所。

2 数据与方法

2.1 数据来源与水体信息提取

数据来自地理空间数据云(<http://www.gscloud.cn/>),所用数据共两幅,行列号分别为 123-35 和 123-36。结合区域地理环境及上游水利建设历史,本文共选取研究河段 1990~2013 年间 6 个时期的 TM/ETM/OLI 遥感图像共 12 景(表 1),进行河道恢复和重建。水体形态的识别和提取主要按以下流程进行:①通过波段合成突出河道边界等信息。②用 1:5 万地形图作为标准对 TM/ETM/OLI 影像进行配准,配准误

差控制在 0.5 个像元之内;几何校正投影参数选择 UTM Zone50,投影参数椭球体和基准都为 WGS 1984。③利用归一化差异水体指数法提取水体,获得灰度图像,通过阈值分割获得二值图像,然后对二值化结果进行矢量转换,获得不同年份的矢量化水体。

2.2 特征参数计算

能够反映河型变化的参数有很多,本文重点考虑中心线弯曲度和相邻两期河道水域重叠率两种形态参数。中心线弯曲系数 K 值是本文最重要的河型参数,其值越大表示河段越弯曲。 K 值计算公式为

$$K = \frac{L}{L_R}$$

其中, L 为河段中心线长度, L_R 为河段端点直线距离。

研究区不同时期河道中心线长度存在明显变化,从 1990 年至 2013 年间大致介于 369~403km(表 1)。为计算不同时期不同河段的弯曲度、河道重合率,本文根据遥感影像的数据特点,采取沿中心线等长度均分原则,对河段进行划分。相关的计算流程为:①利用 GIS 工具软件提取面状河流的中心线。②对中心线进行等长度分割,计算每个段落的弯曲度。为了客观评价河型在空间上的变化,根据采样定律,河段截取长度应超过单个河曲长度。但研究河段河曲规模总体上顺流减小,与河道宽度减小的趋势一致。兰考东坝头以上河道宽浅,河宽变化大,单个河曲长度从七八千米到十四五千米不等。东坝头以下河宽相对稳定,河曲长接近 10 km。为适应河道宽度变化并尽可能获取较丰富的河型变化

表 1 本文所用 Landsat 卫星影像日期以及各期之间的主要事件

Table 1 Date of Landsat satellite imagery used and major events between periods

日期	传感器类型	中心线长度 (km)	上一期影像以来流域内主要事件
1990-09-02	Landsat4-5	368.63	—
1994-09-29	Landsat4-5	391.75	1994 年 9 月 12 日小浪底水库主体工程开工
2000-09-13	Landsat4-5	386.98	1997.10.28 小浪底水库截流,1999.10.25 蓄水
2005-09-11	Landsat4-5	403.03	2002~2005 年共 4 次调水调沙
2009-09-22	Landsat4-5	385.13	2005~2009 年共 5 次调水调沙
2013-09-01	Landsat 8	389.48	2010~2013 年共 6 次调水调沙

注:影像来自地理空间数据云(<http://www.gscloud.cn/>),所用数据共两景,行列号为 123-35 和 123-36。

Note: The images are from the Geospatial Data Cloud (<http://www.gscloud.cn/>), and the image numbers are 123-35 and 123-36.

信息。本文设定三种河段划分方案,河道截取数目分别为40、30、25段(分别记为A、B、C)。

相邻两期水域重叠率(S_r)定义为两期河道重合面积与两期河道面积均值的比值, S_r 值反映河道侧向迁移的程度,也即河道的稳定性。其值越大表示河道越稳定,计算公式为

$$S_r = \frac{S_c}{S_a}$$

其中, S_a 、 S_c 分别表示两期河道面积均值与两期河道重合面积。本文利用GIS软件获取相邻两期河流重合水域,以较晚年份中心线等分点位置生成垂直于中心线的法线(具体操作参见<https://support.esri.com/en/technical-article/000012318>),然后以法线为分割线对相邻两期河道水域进行分割,再计算每个分割河段内前后两期河道面积均值(S_a)和两期河道重合面积(S_c),最后计算相应的值 S_r 。

段落数不同(40、30和25)的三种等长河段划分方案所对应的河段长度约为9.5 km、13 km、15 km。本研究获得三种河段长度划分方案下各6个时期河道中心线弯曲度和5个时段重叠率数据,共33组(见图2、图4)。

3 结果和分析

3.1 不同截取长度划分方案对比

研究区6个时期河道弯曲度沿程变化见图2a—c,5个时段河道的重叠率沿程变化见图4a—c。对比三种河段划分结果可以看出,局部异常(高值)段位置存在一定的偏移,可能与所研究河段宽度上下游存在显著差异有关。相对于河道宽度,A方案河段划分在上游过密,单个河段未必能够包含一个完整河湾,导致河流弯曲度低估;C方案河段较长,靠下游区域存在一段跨越多个河湾的现象,因而有可能丢失局部河型变化异常特征。但整体上,三种分割方案所获指标变化特征是基本相似的。以下讨论主要基于B方案划分和计算结果,在必要时也参考其他划分方案。根据等长度划分的段落从上游往下游依次编号为B1、B2、……、到B30。为了行文和讨论方便,下文以郑州至兰考县东坝头镇河道为所研究河道的上段,东坝头镇至郟城县苏阁乡河道为中段,苏阁乡以下为下段(见图1)。

3.2 弯曲度变化特征

黄河郑州—济南段河道弯曲度(K 值)沿程变化见图2。其中上段(B1~B8)异常值主要集中在B4~B5和B7~B8附近(开封市北王庄至兰考东坝

头镇)。其中B4~B5为郑州—黄河段 K 值最高的河段,个别年份可达2.70。中段(B9~B20)存在两处显著异常。一处位于B10~B12附近(东明县马厂村至菏泽市油楼村), K 值可达1.56;另一处位于B16~17段(濮阳魏寨村至濮阳王称堽镇),最大值位于B17。另外,B19处相对上下游也显示不稳定的异常高值。下段(B20~B30)存在两处异常,一处位于B21~B25(台前县甘草村至赵庄村),其中B22~24段河道 K 值急剧增大,极值可达1.8,为中、下段 K 值最高的区域;值得注意的是,该异常段落在图2a和c上均分裂为两个异常。另一处位于B27~28(台前县夹河乡至东阿县范坡村), K 值最大超过1.4。

1990年至2013年期间郑州—济南段不同段落河道 K 值的时间变化特征见直方图(图3a—c),1990年影像所获 K 值表现出整体偏低的特点。空间上,不同期次影像获取的 K 值在上段变化最复杂,中段变化趋小,下段相对稳定。其中上段(图3a)异常值主要集中在B5、B7附近,B6维持相对低值,2013年在B2出现较高异常 K 值(>1.5)。中段(图3b)第1处异常不同年份在B10与B11之摆动;第2处异常在B16和B17之间摆动;第3处异常峰值虽小,但位置(B19)相对稳定。下段(图3c)第1处异常高值以B23为中心,不同时期表现出多峰的复杂组合,异常值也存在明显差异,均值为1.60。2005年B23位置维持低值,但在B22、B24位置出现异常高值双峰。第2处异常值位于B27处,位置相对稳定。

3.3 河道侧向迁移特征

河道侧向迁移可以通过相邻两期影像上河流域重叠率来量化(图4)。黄河郑州—济南段5个时段河道重叠率 S_r 值整体上顺流增大。其中上段 S_r 值变幅较大,数值偏低;均值曲线显示B4和B7存在低值。中、下段在重叠率整体较高的背景下,也叠加了个别低值段,如B13、B15和B22,反映河道在局部段落侧向迁移特征明显。在B25和B28也存在小幅度的降低。

4 河型变化成因分析

4.1 整体变化特征

宏观上看,水沙条件、河谷坡度、河床砂组成等均对河型变化有强烈影响(表2)(Rhoads, 2020)。微观上看,河型变化其实是河床冲淤变形的结果,影响冲淤情况的直接因素就是单位面积水流功率 ω ,

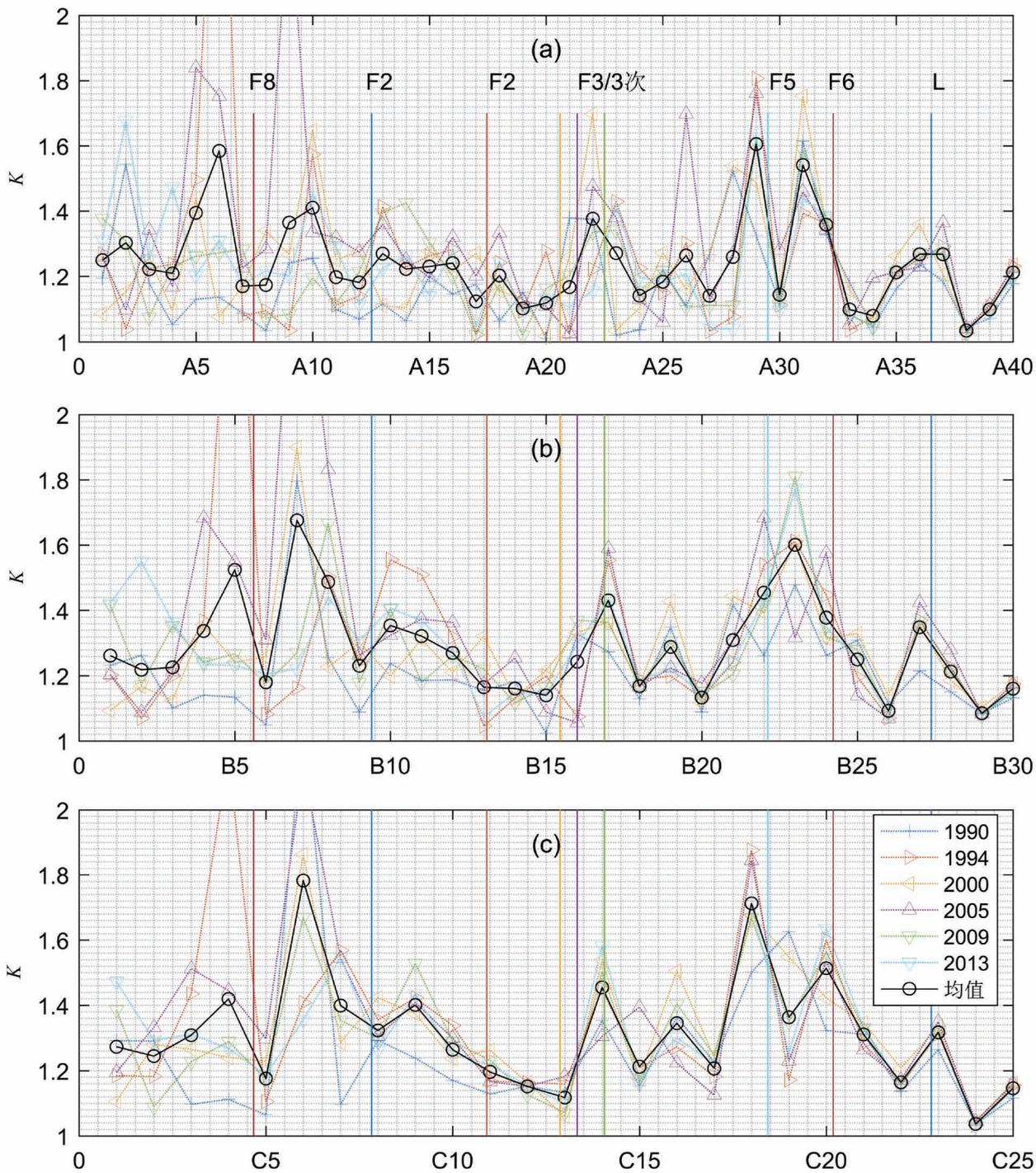


图 2 黄河郑州—济南段河流弯曲度变化

Fig. 2 Characteristics of sinuosity along the Zhengzhou—Jinan segment, Yellow River

(a) — (c) 分别为 A、B、C 方案 K 值沿程变化, 个别大于 2 的弯曲度值未能展示。

其中断层编号同图 1, L 代表东平湖与黄河连接处

(a), (b) and (c) represent changes of K values along course of scheme A, B and C, but some values greater than 2 are not shown. The fault numbering is the same as Figure 1, and L represents the junction of the Dongping Lake and the Yellow River

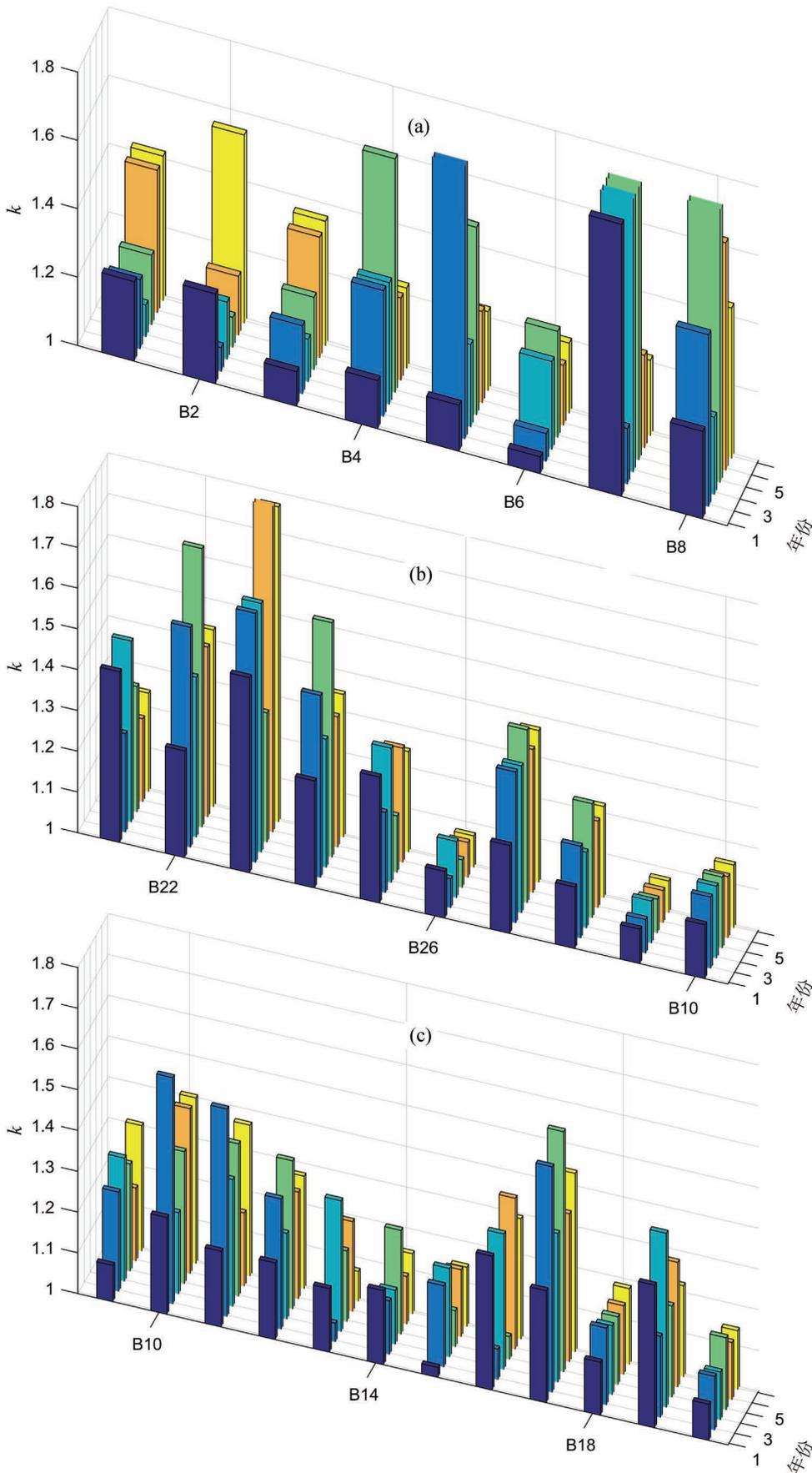


图3 黄河郑州—济南段
河流弯曲度变化

Fig. 3 Characteristics of sinuosity the Zhengzhou—Jinan segment, Yellow River

(a)—(c) 为 B 方案各段 K 值随时间变化, 其中 y 轴坐标 1~6 分别代表 1990~2013 年间的 6 个时期, 即 1990 年, 1994 年, 2000 年, 2005 年, 2009 年和 2013 年 (a), (b) and (c) are 2-D histograms of sinuosity of scheme B, in which numbers 1~6 of Y-axis represent different date, i. e. 1990, 1994, 1999, 2005, 2009, and 2013

与齐岸流量 Q_{bk} 、河床坡降 S 和齐岸宽度 W_{bk} 密切相关

$$\omega = \frac{\rho g Q_{bk} S}{W_{bk}}$$

其中 ρ 为水流比重, g 为重力加速度。冲积河流对河床坡降变化的响应有两种表现, 一种是直线河、曲流河、辫状河和分汊河等不同河型之间的转化, 另一种常见的表现是同一河型内某种特征量化指标值的差别, 如曲流河弯曲度、辫状河辫状指数等。无论河型转化还是形态参数的变化, 本质上取决于 ω 值及其与流能阈值 (ω_{th}) 的相对大小。其中容易识别的是辫状河与曲流河之间的转化, 当 $\omega > \omega_{th}$ (ω_{th} 为河型转换时 ω 的阈值, 其值通常为 $30 \sim 50 W/m^2$) 时,

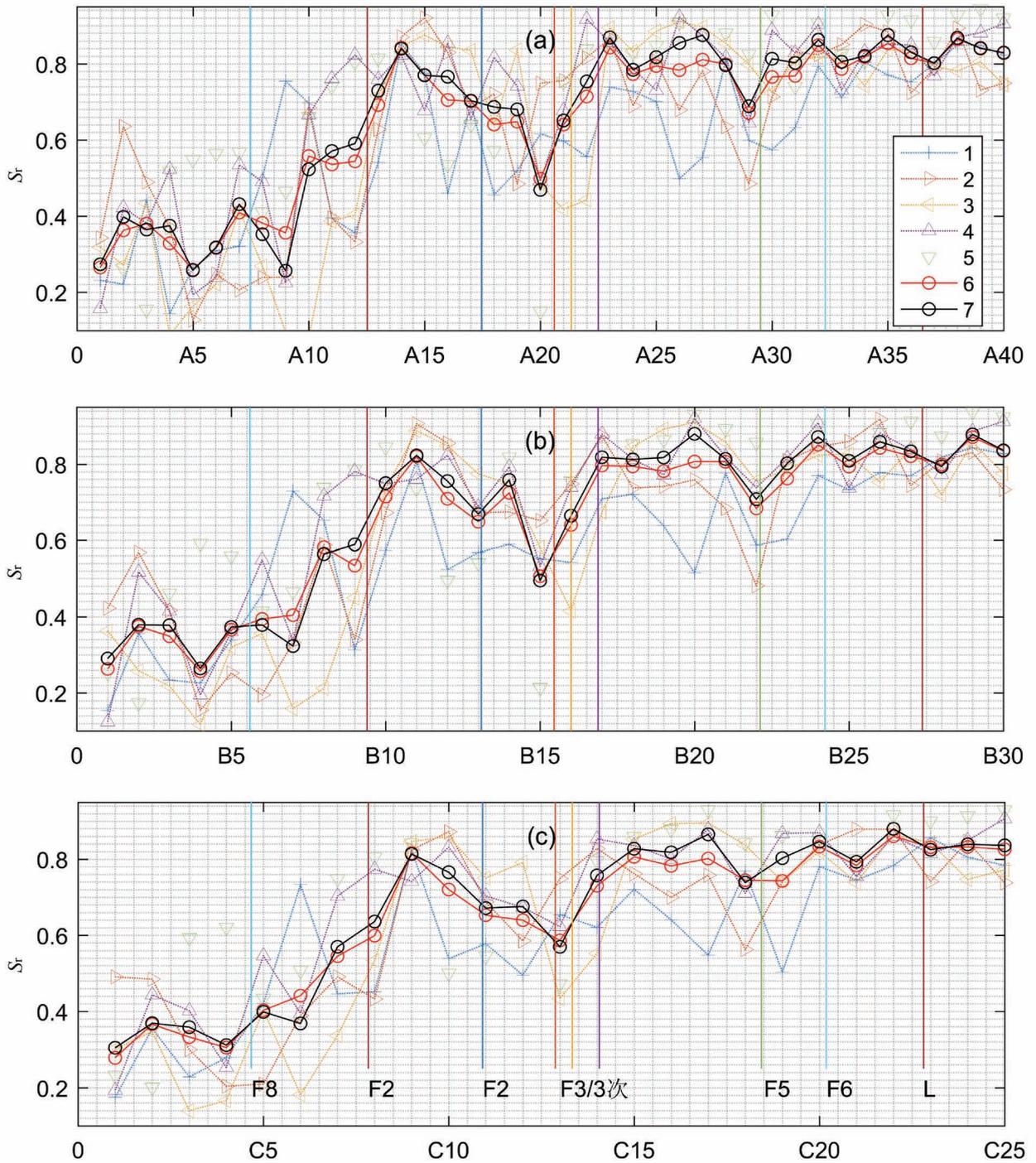


图 4 黄河郑州—济南段 5 个时段河道重叠率沿程变化

Fig. 4 Changes of river overlap rate along the Zhengzhou—Jinan segment, Yellow River, in 5 periods
曲线 1~5 分别代表 5 个时段的重叠率的变化;6 为 5 个时段重叠率的均值;7 为除 1990~1994 时段(因 1990 年影像水域面积较其他各期差异较大)外其余 4 个时段重叠率的均值

Lines 1~5 respectively represent the change of overlap rate in 5 periods; line 6 is the mean value of the overlap rate in the 5 periods; line 7 is the mean value of the overlap rate in the remaining 4 periods except the 1990~1994 period (due to quite different water area of the image in 1990 from that in other periods)

表 2 稳定直线河及曲流河和辫状河的环境条件

Table 2 Environmental conditions for stable straight, meandering and braided rivers

河型	直线河←曲流河→辫状河
河流功率	低←中→高
河谷坡降	低←中→高
泥砂负载	低←中→高
底负载/总负载	低←中→高
粒径	小←中→大
宽深比	小←中→大
河道坡降	低←中→高
河岸可蚀性	低←中→高

注:据/from: Rhoads, 2020。

河段趋于辫状河;当 $\omega < \omega_{th}$ 时,河段趋于曲流河。

图 5 显示基于实验数据确立的河型及其弯曲度与河床坡降和流能变化的关系。曲流河弯曲度大体上表现为随着坡降和流能的增加而增加(b→c 区间),但在向辫状河转化的过渡区(c→d)内,弯曲度与坡降和流能的变化趋势相反。黄河郑州—济南段从上到下全程发育边滩,显示其泥砂搬运具有混合负载的特点。但上段沙洲较多,郑州附近河道具有辫状河的特征;中、下段即便是枯水期河道也较少心滩发育,大体展示弯曲度不同的曲流河特征。这些特点构成了进一步解释黄河郑州—济南段局部异常河型特征的基础。

4.2 局部河型变化与隐伏构造的关系

黄河郑州—济南段被限制在防洪堤内,除了下游运河经过地段存在少量的水沙交换外,没有支流汇入,大体可以认为,整个河段在空间上具有一致的

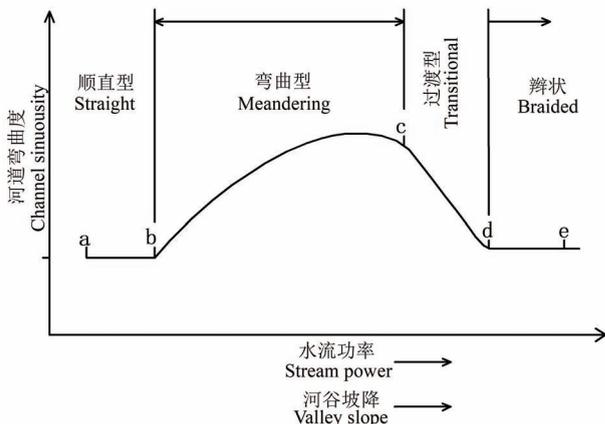


图 5 河型与河床坡降、弯曲度、携砂量的关系

(Schumm et al., 2000)

Fig. 5 The relationship between river type and slope, sinuosity, and sediment-carrying capacity

水沙补给条件。因此,黄河郑州—济南段河型特征的局部变化在空间上主要与河床坡降的局部变化有关,隐伏断层活动引起的地表形变是潜在的控制因素之一。

研究区所在构造部位属于渤海湾盆地的西南隅,第四纪沉积盖层之下断层较多,这些断层控制区域次级断陷或凹陷的边界和新生界沉积。自郑州至济南,穿黄的断层主要有北西向的新乡—商丘断裂(F8)、北东向的黄河断裂(F2)和聊城—兰考断裂(F3)、近南北向的曹县断裂(F5)和巨野断裂(F6);临黄断层主要有北东东向郑州—开封断裂(F7)、长垣断裂(F1)和小宋—解元集断裂(F4),北西向东明—成武断裂(F9)和近东西向的菏泽断裂(F10)和郓城断裂(F11)等(表3)。根据河型特征与河流坡降之间的响应模式(图5),下文从河流中心线弯曲度和河道重叠率两种参数探讨研究河段河型变化与隐伏断层活动的关系。

4.2.1 河流弯曲度

对比黄河郑州—济南段河道弯曲度(K值)局部异常高值与穿黄断层和临黄断层的平面展布(图2、图3),可以看出6期河道弯曲度的均值曲线绝大多数异常高值与隐伏断层(图2中竖线F,空间位置及编号见图1)在空间上存在显著的对应关系。在上段(B1~B8),穿黄断层F8(新乡—商丘断裂)为济源—开封凹陷北界,地质资料指示其穿黄处上游下降下游上升。这种构造格局下预计F8上游侧坡降小于下游侧,会导致正常曲流在下游侧增加弯曲度,与图2b反映B7异常段吻合。另外,根据前人资料,该处恰好位于东坝头地质险段(王学潮等,2001)。而北东东向临黄断层F7(郑州—开封断裂)断裂带上多条土壤气汞测量剖面(石建省等,2007)也显示该断层至今仍在活动。F7毗邻的黄河两岸现代形变资料显示断层南侧上升速率较北侧高(北侧原阳—封丘一线4 mm/a,南侧中牟—开封一线6~7 mm/a)^②。断层两盘差异升降完全有可能在其东端与黄河接近斜切处导致河道上缓下陡,这可能是B5河段K值偏高的潜在原因。该段河型异常反映的构造活动信息与区域大地测量和物化探资料是吻合的。

在中段(B9~B20)两次穿越黄河的F2(黄河断裂)为正断层,大体沿现今黄河展布于阳谷观城、濮阳文留至长垣恼里以西一线(石建省等,2007)。图2b显示黄河首次跨过F2处(B10~B12)K值急剧增加,第二次穿跨F2(B14)前回落至背景值。这种配

表 3 主要穿黄、临黄断层特征

Table 3 Features of major faults that crosses or are close to the Yellow River

编号	名称	分布及规模	产状	与黄河关系	活动特征	五代图给出的活动时代
F1	长垣断裂	由山东西行,进入河南长垣、封丘,全长 120 km 以上	走向北北东,东倾 50°以上	平行于黄河	控制东濮和黄河地堑西界	早中更新世
F2	黄河断裂	位于长垣、聊考断裂间,长 120 km 以上	走向北北东,西倾 50°以上	东明县附近两次穿越黄河	1502 年濮城地震	晚更新世
F3	聊考断裂	由山东聊城进入河南,经范县、兰考一线,全长 260 km	走向北北东,西倾,倾角 50~70°	鄄城董口附近穿越黄河	1937 年、1983 年菏泽地震	晚更新世
F4	小宋—解元集断裂	由兰考县小宋乡向东北,经牡丹区解元集到鄄城县小留集,长约 100 km	走向北东,倾向北西	平行于黄河	全新世活动	全新世
F5	曹县断裂	北起阳谷经郓城至成武转向西南经曹县进入河南省睢县,长约 190 km	北段近南北,南段走向南东,倾向南东	在梁山县黄集镇附近与黄河相交	郓城 1675 年地震	早中更新世
F6	巨野断裂	沿山东聊城、巨野一线进入河南,长约 215 km	北段近南北,倾向北西	在梁山县路那里附近与黄河相交	巨野 1622 年地震	早中更新世
F7	郑州—开封断裂	由郑州至开封南,长约 80 km	西段走向北西西,倾向北	东端与黄河斜切		前第四纪
F8	新商断裂	焦作—新乡—兰考—商丘一带,长约 250 km	新乡以东走向北西,倾向多变	兰考东坝头斜穿黄河	1737 年封丘 5.25 级地震	早中更新世
F9	东明—成武断裂	由东明县东经牡丹区解元集、定陶到成武,长约 100 km	走向南东,倾向北东	在东明县处近黄河	全新世活动	晚更新世
F10	菏泽断裂	陆圈集—菏泽—张风集会一带,长约 120 km	走向近东西,南倾	东明县附近与聊考断裂相交	具有活动性	早中更新世
F11	郓城断裂	西起马庄,经郓城东至泉林,长约 200 km	走向近东西,北倾	西端在鄄城县近黄河	—	晚更新世

注:根据资料 ② 及其他区域地质资料整理。

置表明上游穿黄处河流坡降加大,而下游穿黄处河流坡降减小;可以解释为 F2 继承性活动导致地表形变的结果。现有物探、钻探及化探资料也显示黄河断裂至今仍在活动。F3 (聊城—兰考断裂) 在约 20km 的范围内穿黄三次,地质资料显示 F3 与黄河断裂相似,为隐伏正断层,北西盘下降。黄河穿越 F3 的河段 (B16, 17) K 值较高,显示坡降变陡。现代形变资料 (马国彦等, 1997) 证实了这一形变趋势 (图 6)。另外土壤化探气氦和气汞资料 (石建省等, 2007) 也显示 F3 在朝城东南出现异常。值得注意的是,尽管各方面资料均表明断层 F3 至今仍在活动,但与地质资料所显示东升西降不同,河型异常与短期形变资料均反映出 F3 断裂现今运动以东降西升为主。这种短时间尺度的形变场异常,可能与断层短期习性的不稳定性有关,也可能与强震 (F3 被认为是菏泽 1937 年 7 级地震和 1983 年 5.9 级地震的发震断裂) 后的地壳短期回弹有关。

下段 (B21~B30) 穿黄断裂 F5 (曹县断裂) 和 F6 (巨野断裂) 组成地堑,控制古近系沉积 (石建省等, 2007)。其继承性活动将表现为黄河与 F5 交切处

河段坡降增加, K 值升高; 与 F6 交切处河段坡降降低, K 值降低; 与图 2 平均 K 值曲线显示的 F5 和 F6 附近河段 (B21~25) 表现吻合。另外, 该异常段图 2c 上明显分裂为两个异常 (A29、A31 和 C18 和 C20)。这可能意味着曹县、巨野断裂引起的地表形变至今仍对黄河具有持续、明显的影响; 结合前人关于 F5 与郓城 1675 年 5 级地震有关、F6 与巨野 1622 年 6 级地震有关的认识 (石建省等, 2007), 可以认为曹县、巨野断裂现今仍具有中等强度的地震活动性。

4.2.2 河道迁移

相邻期次河道重叠率 (图 4) 反映的河道不稳定性整体上沿流向逐渐减小 (S_r 增加), 这种变化趋势也可以从平面影像上心滩和边滩的发育程度直观反映出来。在更小尺度上, 从河道重叠率均值异常点位与断层位置 (图 4 中标记为竖线 F, 空间位置及编号见图 1) 关系看, 发现跨断层河段通常并非最不稳定的河段。从郑州到济南段, 不稳定河段 (S_r 低值) 最典型的是 B15, 介于黄河断裂与聊城—兰考断裂之间, 接近聊城—兰考断裂穿越黄河位置; 另外几处

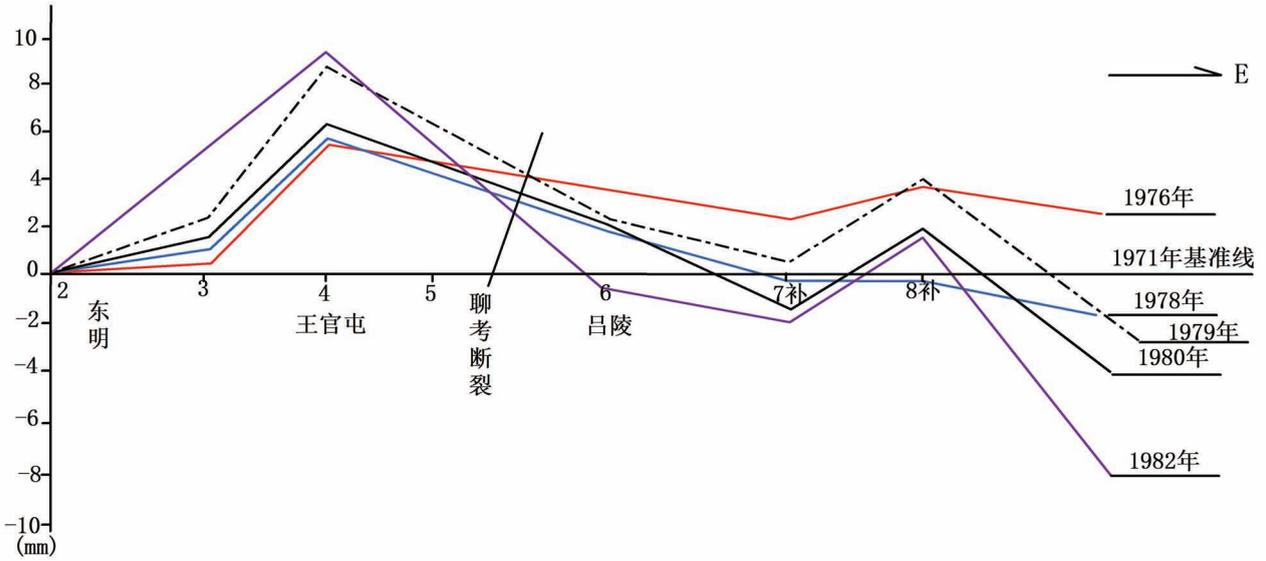


图6 黄河下游右岸东明—菏泽一线垂直形变特征(马国彦等,1997)

Fig. 6 Vertical deformation characteristics of the right bank of the Lower Yellow River from Dongming to Heze(Ma Guoyan et al. ,1997#)

河道重叠率相对于上下游较小的段落也存在类似的空间配置关系,如 B4 和 B7 位于新乡—商丘断裂的上下游,B22 位于曹县断裂的上游。结合前文关于 K 值与断层关系的分析,这些段落的共同特点是位于坡降增加河段的下游(接受上游河段侵蚀引起的泥沙加积),或坡降降低河段的上游(携砂水流动力减弱导致加积),或二者兼而有之。理论上,这些部位有利于加积作用的进行,后者持续作用必然导致水流分离、浅滩发育和河道的侧向迁移。重叠率反映的河道迁移特征和不稳定性,与 K 值分析所获得的地表形变特征从构造活动角度来理解是相通的。

4.3 影响河型变化的其他因素

研究河段河型变化除受构造运动等内动力作用影响外,由水库建设或运河运维引起的沙水条件变化(钱宁等,1965;张为,2006),松散地层差异压实或地下水超采引起的不均匀沉降等都可能具有潜在的贡献,下面结合研究河段的具体情况进一步讨论。

4.3.1 小浪底水库

上游水库的修建对下游水沙过程的影响主要表现为洪峰流量减少,枯水期流量增大,汛期水量占比减小,年内径流量变幅减小,接近恒定流状态的流量持续时间延长;下泄沙量减少,下游河道的含沙量将会显著减小,泥沙组成变细(张为,2006;潘贤娣等,2006)。坝下河流形态变化和沉积特征代表对水流

和泥沙变化格局的调整。水系的特征完全适应并达到新的稳定平衡态所需的调整的间,从几十年到几百年不等。具体的时间尺度取决于大坝干扰河流水文和泥沙体系的程度,以及坝下河流过程响应新的水沙条件并将水系转为稳定状态的能力。小浪底水库位于研究河段上游,主体工程 1994 年 9 月开始施工,1997 年 10 月截留,1999 年 10 月正式下闸蓄水运行,至 2013 年仍处于以蓄水拦沙为主的初期运用阶段。水库库容约 $126 \times 10^8 \text{ m}^3$,年径流量约 $580 \times 10^8 \text{ m}^3$,蓄水量/年径流量比值 0.22(高于三峡大坝)。吴保生等(2003)认为冲积河流经水库调节后,入下游河道的来沙量减小,可能使河流由辫状河道向弯曲型转换(许炯心,2012)。陈绪坚(2013)、王英珍等(2019)发现小浪底水库运用后,黄河下游各段的主河槽弯曲系数增大。

自 2000 年小浪底水库正式投入使用,下游来沙系数显著减小,小流量的清水冲刷河岸,冲淤类型由 2000 年之前的淤积为主转为以冲刷为主(图 7a)。汛期水量占比逐年减小,水库削减汛期洪峰流量现象明显(图 7b)。1990 年至 2013 年期间的影像数据显示小浪底施工后的河流边滩和心滩总体呈现逐渐减少的趋势。这种局面可能与黄河拦沙引起的河流负载变化有关。小浪底水库建成后,每年 6~7 月份调水调沙调整库容形成的高含沙水流规模不定,

持续时间短,频次低,因而坝下地貌、沉积过程很难形成平衡态的地貌与沉积特征。这可能是不同时期弯曲度和时段叠置率存在明显波动的根本原因。所幸本文关注的河型异常缘于局部的地表形变,通过多期次河道形态参数均值获取局部异常,可望消除不定期高含沙水流带来的随机性影响。

4.3.2 东平湖水库与京杭运河

东平湖水库地处研究河段的下段,位于山东省东平县境内黄河右岸,南连京杭大运河,北由小清河与黄河相接,是黄河和大汶河的重要蓄滞洪区,也是南水北调东线工程调蓄水库,兼具泄洪和调蓄双重作用。在 6~9 月黄河下游流域进入汛期,湖区通过调节河流径流量削减洪峰,保证艾山站水量不超过 $10000\text{m}^3/\text{s}$ 。南水北调东线工程通水后的调水期为

10 月至次年 5 月,在此期间东平湖作为调蓄水库起到调水中转的作用。调水期正值黄河非汛期,主要水源来自大汶河及南水北调工程,当水位高于 42.5m (非汛期最高水位)时,水库蓄水由小清河进入黄河,补充非汛期下游径流量。

东平湖(图 1,东平县西)及运河相关工程的运行导致黄河相邻连通段落(图 2 和图 4 中标记为竖线 L)水位的持续波动。类似于河口地区的潮汐作用。这种长期稳定存在的水位波动,必然在黄河与东平湖水库(B28)连通的相邻河段形成一个类似于 TIFZ(潮汐影响的河流作用区)的区域(Keevil et al., 2015),具有与正常河流不同的水动力条件和地貌过程,河型特征表现为“直流河—曲流河—直流河”组合。黄河在与东平湖及运河连通处附近出现

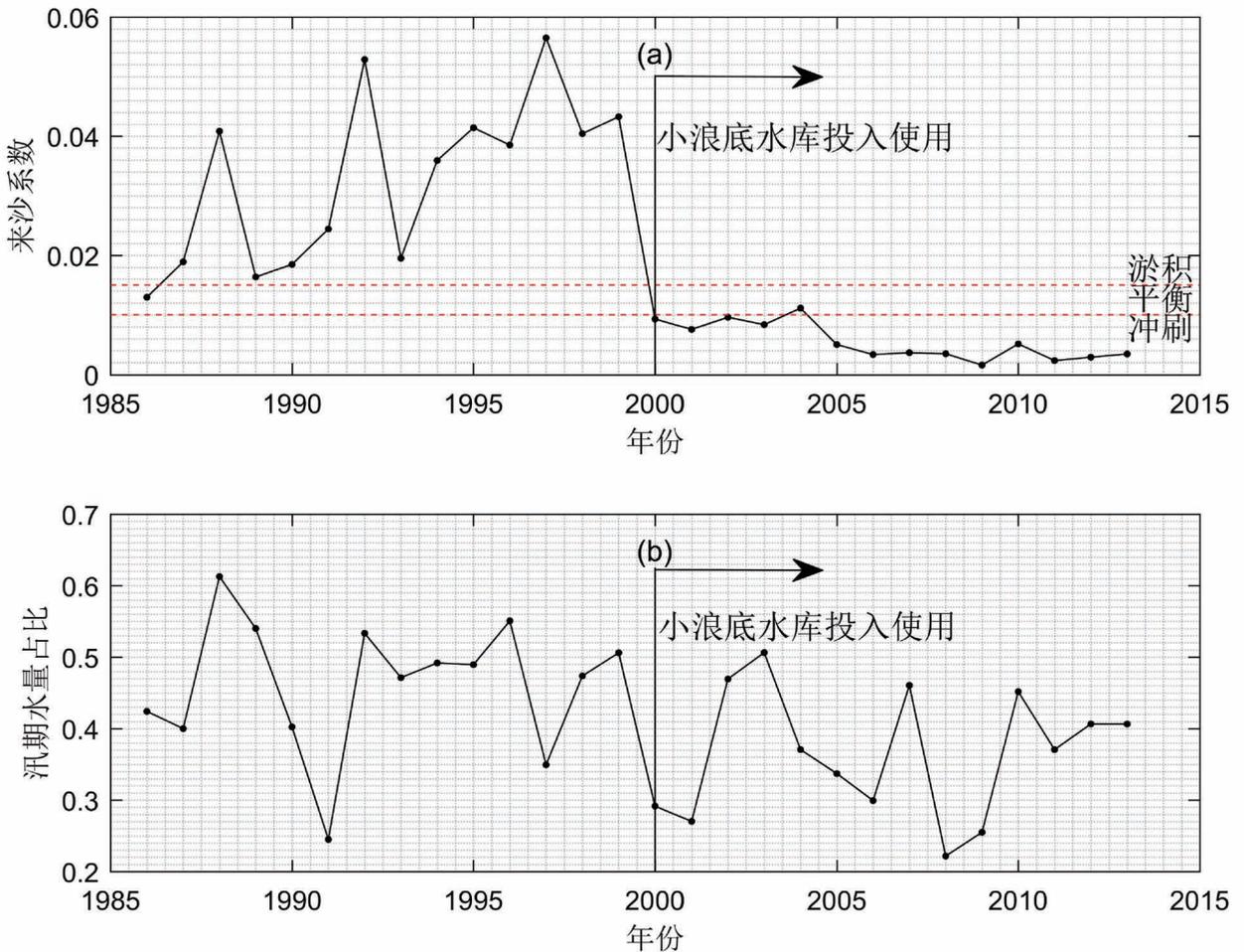


图 7 小浪底水库运行前后花园口水文站来沙系数变化与汛期水量占比(水利部黄河水利委员会, 1990~2004; 中华人民共和国水利部, 2002~2014 和文献 ③)

Fig. 7 Variation of incoming sediment coefficient and proportion of the water volume in the flood season during 1990~2013, at Huayuankou hydrologic station (Yellow River Conservancy Commission of the Ministry of Water Resources, 1990~2014#; Ministry of Water Resources of the People's Republic of China, 2002~2014# and the data ③)

的弯曲度高值河段(A35~A37、B27~28或C23),可以通过这种机制得到合理的解释。

地层压实沉降主要受松散沉积物压实过程中引起的体积变化控制,它所引起的坡降变化主要位于沉积相变或厚度变异的部位。地下水超采引起的地面沉降在华北地区比较普遍,它所引起的坡降变化主要位于地下水漏斗周围也即大中型中心城市外围。本文获取的河型异常分布位置,与区域沉积中心或主要城市分布之间并无显著的空间关联。仅开封附近沉降区与上段B5、B7异常接近,但这些地区均有指示断层活动的物探资料存在;而在沉降速率最大的郑州附近并未出现相应的河型异常,济南附近则表现为整体隆升的趋势。因此就研究河段而言,河型异常与地下水超采沉降之间缺乏明确对应关系。另外,从空间尺度上,河型异常规模远远小于第四纪沉积中心或城市地下水超采区的规模。因此,利用压实沉降或地下水超采沉降来解释研究区河型异常是困难的。

沿岸堤防工程也是河型变化的潜在因素。不连续分布的河岸加固工程,从侧面改变了局部河岸的抗蚀性,也对河型特征造成了一定程度的影响,并可能形成持续性存在的河型参数异常。如图2b在B19处表现出来的低值异常,可能与杨集乡(河南濮阳市范县)附近黄河左岸的加固有关。

5 结论

借助3S技术识别河型异常,可为活动断层的空间展布和性质提供定性和定量依据。较之传统的活断层探测方法,通过河型异常识别潜在的活动构造引起的地表形变,具有覆盖面广,信息易于获取等优势。本文基于多期遥感影像对黄河郑州—济南段河道平面形态的研究,主要获得以下认识:

(1) 不同时期河道平面特征存在很大差异,主要与上游小浪底水利枢纽工程的调沙调水行为有关。但相关河型指标多期均值仍能较好地反映局部地表形变引起的河型异常,可以用于隐伏构造活动性和河段稳定性的分析评价。

(2) 郑州—济南段黄河中心线不同段落弯曲度均值(6期)沿程变化较大;异常高值大多与穿黄或临黄断层在空间分布上具有很好的一致性,可以通过隐伏断层活动引起的地表形变得得到合理解释;此外,运河水位调节也对相邻连通河段河流弯曲度有重要影响。

(3) 不同段落在多个时段的重叠率均值,整体

上表现为从上游向下游逐渐增加,反映河道趋于稳定、河流形态从上游大宽深比、局部辫状化的曲流向下游小宽深比曲流演变趋势。在更小尺度上,河道重叠率异常低值反映局部加积环境(河道不稳定),可以利用从弯曲度分析获得的隐伏构造活动及其地表形变趋势得到合理解释。

(4) 河型特征异常表达的地表形变特征指示黄河郑州—济南段穿黄、临黄断层(新乡—商丘断裂、黄河断裂、聊城—兰考断裂、曹县断裂、巨野断裂及郑州—开封断裂)现今仍具活动性。

致谢: 评审专家和编辑审阅文稿并提出了详细的修改意见,作者谨致深切谢意。

注 释 / Notes

- ① 指地层明显被断层断错的最年轻地层位置。
- ② 中国地震局第五代地震区划图资料。
- ③ 1986~1990年间、1991~1994年间水沙数据来源于国家科技基础条件平台—国家地球系统科学数据中心——地理资源分中心(<http://gre.geodata.cn>)

参 考 文 献 / References

(The literature whose publishing year followed by a “&” is in Chinese with English abstract; The literature whose publishing year followed by a “#” is in Chinese without English abstract)

- 蔡强国. 1982. 地壳构造运动对河型转化影响的实验研究. 地理研究, 1(3): 21~32.
- 陈绪坚, 陈清扬. 2013. 黄河下游河型转换及弯曲变化机理. 泥沙研究, (1): 1~6.
- 侯建军, 韩慕康. 1994. 渭河盆地全新世隐伏构造活动. 地理学报, 49(3): 258~265.
- 黄河水利委员会黄河志总室. 1998. 黄河流域综述. 郑州: 河南人民出版社: 1~483.
- 马国彦, 王喜彦, 李宏勋. 1997. 黄河下游河道工程地质及淤积物物源分析. 郑州: 黄河水利出版社: 1~220.
- 潘贤娣, 李勇, 张晓华, 申冠卿, 岳德军. 2006. 三门峡水库修建后黄河下游河床演变. 黄河水利出版社: 1~458.
- 钱宁, 周文浩. 1965. 黄河下游河床演变. 北京: 科学出版社: 1~160.
- 石建省, 刘长礼. 2007. 黄河中下游主要环境地质问题研究. 北京: 中国大地出版社: 1~448.
- 水利部黄河水利委员会. 1990~2014. 黄河年鉴. 北京: 中国环境科学出版社.
- 王若柏, 郭良迁, 韩慕康, 叶燕林, 郭伦. 2002. 河北平原水系密度与隐伏活动构造的关系. 地理学报, 57(3): 284~292.
- 王若柏, 郭良迁, 韩慕康, 叶燕林. 2001. 用GIS方法研究唐山和邢台地震区全新世隐伏活动构造. 华北地震科学, 19(3): 34~40.
- 王学潮, 向宏发. 2001. 聊城—兰考断裂综合研究及黄河下游河道稳定性分析. 郑州: 黄河水利出版社: 1~163.
- 王英珍, 夏军强, 周美蓉, 李洁. 2019. 小浪底水库运用后黄河下游游荡段主槽摆动特点. 水科学进展, 30(2): 48~59.
- 吴保生, 马吉明, 张仁, 府仁寿. 2003. 水库及河道整治对黄河下游游荡性河道河势演变的影响. 水利学报, 34(12): 12~20.
- 许炯心. 2012. 黄河河流域地貌过程. 北京: 科学出版社: 1~335.

- 叶青超. 1997. 黄河下游地上河发展趋势与环境后效. 郑州:黄河水利出版社: 1~165.
- 尹学良. 1965. 弯曲性河流形成原因及造床试验初步研究. 地理学报, 31(4): 287~303.
- 张为. 2006. 水库下游水沙过程调整及对河流生态系统影响初步研究. 导师:李义天. 武汉: 武汉大学博士学位论文:1~160.
- 中华人民共和国水利部. 2002~2014. 中国河流泥沙公报. 北京: 中国水利水电出版社.
- 周刚. 2009. 河型转化机理及其数值模拟研究. 导师: 邵学军. 北京: 清华大学博士学位论文:1~167.
- Burnett A W, Schumm S A. 1983. Alluvial—river response to neotectonic deformation in Louisiana and Mississippi. *Science*, 222(4619): 49~50.
- Cai Qiangguo. 1982. An experimental study of river pattern changes influenced by tectonic movement. *Geographical Research*, 1(3): 21~32.
- Chen Xujian, Chen Qingyang. 2013. Theory of river pattern transformation and change of channel sinuosity ratio in Lower Yellow River. *Journal of Sediment Research*, (1): 1~6.
- Conservancy Commission of the Ministry of Water Resources. 1998. Summary of the Yellow River Basin. Zhengzhou: Henan People's Publishing Press: 1~483.
- Gomez B, Marron D C. 2010. Neotectonic effects on sinuosity and channel migration, Belle Fourche River, Western South Dakota. *Earth Surface Processes and Landforms*, 16(3): 227~235.
- Hou Jianjun, Han Mukang. 1994. Activities of the buried tectonic structures in Holocene in the Weihe Basin, northwest China, as revealed by drainage density analysis. *Acta Geographica Sinica*, 49(3): 258~265.
- Keevil C E, Parsons D R, Keevil G M, Ainsley M. 2015. Three-dimensional meander bend flow within the tidally influenced fluvial zone. *Developments in Sedimentology*, 68: 127~148.
- Ma Guoyan, Wang Xiyan, Li Hongxun. 1997. Analysis of Engineering Geology and Sediment Source of the Lower Yellow River. Zhengzhou: The Yellow River Water Conservancy Press: 1~220.
- Ministry of Water Resources of the People's Republic of China. 2002~2014. China River Sediment Bulletin. Beijing: China Water & Power Press.
- Nelson N C, Erwin S O, Schmidt J C. 2013. Spatial and temporal patterns in channel change on the Snake River downstream from Jackson Lake dam, Wyoming. *Geomorphology*, 200: 132~142.
- Ouchi S. 1985. Response of alluvial rivers to slow active tectonic movement. *Geological Society of America Bulletin*, 96(4): 504~515.
- Pan Xiandi, Li Yong, Shen Guanqing, Yue Dejun. 2006. Evolution of the Lower Yellow River Bed after the Construction of Sanmenxia Reservoir. Zhengzhou: The Yellow River Water Conservancy Press: 1~458.
- Qian Ning, Zhou Wenhao. 1965. Evolution of the Lower Yellow River. Beijing: Science Press: 1~160.
- Rhoads B L. 2020. River Dynamics: Geomorphology to Support Management. Cambridge: Cambridge University Press: 317~320.
- Schumm S A, Dumont J F, Holbrook J M. 2000. Active tectonics and alluvial rivers. New York: Cambridge University Press: 25~190.
- Schumm S A, Spitz W J. 1996. Geological influences on the Lower Mississippi River and its alluvial valley. *Engineering Geology*, 45(1~4): 245~261.
- Shi Jiansheng, Liu Changli. 2007. Research on Main Environmental Geological Problems in the Middle and Lower Reaches of the Yellow River. Beijing: Geological Publishing House: 1~448.
- Wang Ruobai, Guo Liangqian, Han Mukang, Ye Yanlin, Wu Lun. 2002. Relations of drainage density to the hidden active tectonics in the Hebei Plain. *Acta Geographica Sinica*, 57(3): 284~292.
- Wang Ruobai, Guo Liangqian, Han Mukang, Ye Yanlin. 2001. Study on buried active structures of Holocene in Tangshan and Xingtai areas with GIS method. *North China Earthquake Sciences*, 19(3): 34~40.
- Wang Xuechao. 2001. Comprehensive Study of Liaocheng—Lankao Fault and Analysis of Stability of the Lower Yellow River. Zhengzhou: The Yellow River Water Conservancy Press: 1~163.
- Wang Yingzhen, Xia Junqiang, Zhou Meirong, Li Jie. 2019. Characteristics of main channel migration in the braided reach of the Lower Yellow River after the Xiaolangdi Reservoir operation. *Advances in Water Science*, 30(2): 48~59.
- Watson C C, Schumm S A, Harvey M D. 1983. Neotectonic effects on river patterns. In: Elliot C M. ed. *River Meandering*. New York: American Society of Civil Engineers: 55~66.
- Whittaker A C A W, Cowie P A, Attal M, Tucker G E, Roberts G P. 2007. Bedrock channel adjustment to tectonic forcing: Implications for predicting river incision rates. *Geology*, 35(2): 103~106.
- Willemin J H, Knuepfer P L K. 1994. Kinematics of arc—continent collision in the eastern Central Range of Taiwan inferred from geomorphic analysis. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 99(B10): 20220~267280.
- Wu Baosheng, Ma Jiren, Zhang Ren, Fu Renshou. 2013. Effects of reservoir and training on river regime evolution of the braided reach in the Lower Yellow River. *Journal of Hydraulic Engineering*, 34(12): 12~20.
- Xū Tongxin. 2021. Geomorphological Process of the Yellow River. Beijing: Science Press: 1~335.
- Ye Qingchao. 1997. Development Trend and Environmental Response of Aboveground Rivers in the Lower Yellow River. Zhengzhou: The Yellow River Water Conservancy Press: 1~165.
- Yellow River Conservancy Commission of the Ministry of Water Resources. 1990~2014. Yellow River Yearbook. Beijing: China Environmental Press.
- Yin Xueliang. 1965. Preliminary study on the causes of the formation of the curved river and the test of making beds. *Acta Geographica Sinica*, 31(4): 287~303.
- Zhang Wei. 2006. Flow & Sediment Regime Alteration Downstream Dam and Its Impact on Riverine Ecosystem. Tutor: Li Tianyi. Wu Han: Doctoral Dissertation of Wuhan University: 1~160.
- Zhou Gang. 2009. Mechanism of Channel Pattern Changes and Its Numerical Simulation. Tutor: Shao Xuejun. Beijing: Tsinghua University Doctoral Dissertation: 1~167.

River pattern anomalies of Zhengzhou—Jinan segment of Yellow River, North of China, and its relationship with activity of subtle faults

WANG Jing^{1,2} LI Dewen^{1,2*} MA Baoqi^{1,2} WEI Xianhu³ WEI Yongming³ YANG Duoxing^{1,2}

1) *National Institute of Natural Hazards, Ministry of Emergence Management, Beijing, 100085;*

2) *Key Laboratory of Crustal Dynamics, China Earthquake Administration, Beijing, 100085;*

3) *Aerospace Information Research Institute, Chinese Academy of Sciences, Beijing, 100094*

Abstract: Most seismogenic faults located within basin or plain with thick soft deposits are characterized by subtle activities. The traditional detection methods, relied mainly on the youngest strata faulted by earthquake, is not always suitable for accurate judging of recent active of faults. Alluvial rivers are very sensitive to surface deformation, so it is a potential tool for detecting the activity of subtle faults by using the sensitivity. This study is focused on the Zhengzhou—Jinan segment of Lower Yellow River. Based on remote sensing images from 1990 to 2013, we extracted the geometric characteristics of river water area of 6 phases, segmented the river, and calculated the river sinuosity of 6 phases and the water surface overlap rate of 5 periods. Combined with regional data, we found that most of abnormal high sinuosity have good spatial correspondences with the subtle faults near, or cross, the Yellow River, but an abnormal sinuosity are related to the level fluctuation by the canal. This correspondence can be explained by surface deformation by recent activities of subtle faults.

On the whole, the average overlap rate tends to be stable from upstream to downstream (from low value to high value), and there are some local relatively low values. The latter indicates the instability of local channel and matches with spatial position and activities of subtle faults obtained by sinuosity analysis. This study show that the mean value of the relevant parameters can reflect abnormal river pattern caused by local factors. This not only provides independent evidences for the activity of subtle faults near, or cross, Yellow River, but also a tool for analyzing activities of subtle faults and the stability of river course using abnormal river patterns of remote sensing images.

Keywords: active tectonics; subtle fault; river pattern anomaly; earthquake risk; river sinuosity

Acknowledgements: This study is supported by Key projects of basic scientific research business of central public welfare research institutes (zdj2019-14) and project of the National Natural Science Foundation of China (40971013, 41471002). Reviewer and Prof. ZHANG Yuxu have carefully reviewed the preliminary draft of this article and provided detailed suggestions. We would like to express our deep gratitude.

First authors: WANG Jing, female, graduate student, majoring in active tectonics; Email: wj135014117@163.com

Correspondence author: LI Dewen, male, born in 1970, Ph. D., professor, majoring in geomorphology and Quaternary geology; Email: lidewen@ 263.net

Manuscript received on: ;2021-05-11; Accepted on: 2021-08-27; Network published on: 2021-09-20

Doi: 10. 16509/j. georeview. 2021. 09. 035

Edited by: ZHANG Yuxu

