

# 河流纵剖面陡峭指数对庐山构造抬升的指示

王乃瑞, 韩志勇, 李徐生, 陈 刚, 王先彦, 鹿化煜

(南京大学地理与海洋科学学院, 南京 210023)

**摘要:** 庐山是位于江南造山带北缘的断块山, 其抬升过程对于认识本区的构造演化至关重要。利用河流纵剖面的形态参数可以定量估算相对的构造抬升速率。基于 5 m 分辨率的 DEM 提取了庐山 9 条主要河流的纵剖面, 依据坡度—面积图确定了裂点类型, 结合地质图判别出裂点成因, 并利用河流水力侵蚀模型计算了稳定态河段的陡峭指数以及凹曲度。结果显示, 庐山的河流基本呈过渡态, 以发育数量不等的裂点为标志; 垂阶型裂点的形成主要与岩石强度不均一有关, 而坡断型裂点是侵蚀基准面下降产生的。坡断型裂点以下的基岩河段具有较大的陡峭指数, 表明庐山经历了从早期低抬升速率到晚期高抬升速率的转变。庐山受快速抬升影响的河段, 陡峭指数具有南高北低的特点, 主要是由于庐山整体抬升过程中南部、北部的抬升速率存在一定差异, 亦可能是岩性不同造成的。

**关键词:** 庐山; 河流水力侵蚀模型; 陡峭指数; 构造抬升; 裂点

DOI: 10.11821/dlxb201509013

## 1 引言

地貌演变、地壳运动以及气候变化之间潜在的相互作用受到越来越广泛的关注<sup>[1-4]</sup>。虽然河流占地表面积的比例相对较小, 但河流决定了坡蚀的边界条件, 河流下切速率控制着区域剥蚀速率和模式<sup>[5]</sup>。河流纵剖面的形态反映了河流下切侵蚀的幅度(速率)及其在空间的分布, 而下切速率主要由构造控制, 因此河流纵剖面的形态能够指示构造活动<sup>[2, 6]</sup>, 对构造抬升速率的变化尤为敏感<sup>[6-7]</sup>。河流裂点类型和分布则可以帮助解译河流侵蚀过程的空间变化<sup>[6, 8]</sup>。

近几年, 不断有人尝试建立数学模型来分析构造运动对地形演变的影响。对于稳定状态(steady state)的基岩河道, 可利用河流水力侵蚀模型(stream-power erosion model)来分析构造抬升速率的空间差异。该方法已成功应用于尼泊尔 Siwalik 山脉、美国 San Gabriel 山脉以及中国的祁连山脉<sup>[9-12]</sup>。基于 GIS 以及 Matlab 软件, 利用高精度 DEM 可以更加方便和准确地提取河流地貌的形态数据, 为河流地貌的数学模型研究提供了条件<sup>[6, 13-14]</sup>。

庐山是一个断块山, 是江南造山带中的一个研究热点, 但有关庐山的构造模式存在不同的认识<sup>[15-17]</sup>。通过河流地貌来揭示庐山构造抬升的过程, 无疑有助于认识本区的地质演化。本文分析了庐山河流纵剖面的形态, 结合河流水力侵蚀模型, 获取了河流纵剖面的形态参数, 进而定量地研究了山体不同部位的相对抬升速率, 为确定庐山的构造抬升过程提供了地貌学的证据。

收稿日期: 2015-06-24; 修订日期: 2015-07-16

基金项目: 国家自然科学基金(J1210071, 40771023, 40971004) [Foundation: National Natural Science Foundation of China, No.J1210071, No.40771023, No.40971004]

作者简介: 王乃瑞(1991-), 男, 山东济宁人, 硕士, 主要从事构造地貌研究。E-mail: nerrywang@qq.com

通讯作者: 韩志勇(1968-), 男, 江苏丹徒人, 副教授, 主要从事地表过程研究。E-mail: zyhan@nju.edu.cn

1516-1525 页

## 2 研究区背景

### 2.1 地质概况

庐山位于江南造山带的北缘, 紧邻扬子地块, 与北面的大别山造山带仅相距约 50 km。大约中生代开始, 本区构造运动趋于活跃, 在北西—南东的挤压作用下, 褶皱冲断造山, 至燕山期晚期, 挤压构造被伸展构造取代, 形成盆(鄱阳湖)岭(庐山)构造。该区地质构造复杂, 区内地层均较好出露, 构造层次鲜明。庐山是一座呈北东—南西向延伸的地垒式断块山(图1)<sup>[18]</sup>。断裂构造对庐山地貌发育产生了深远的影响, 受其影响, 庐山地区各地质时期都具有较大的构造活动性, 庐山山体即是沿着北东—南西向的温泉正断层和莲花洞正断层抬升形成的<sup>[19]</sup>。庐山两侧分布陡峭的山崖, 并呈现阶梯状, 由山体中部西侧向东北端和西南端降低, 这表明庐山抬升具有不均一性。庐山主要在第四纪以前抬升<sup>[19]</sup>, 至今仍然不断发生构造抬升<sup>[20]</sup>。

### 2.2 地貌特征

庐山山体为构造抬升而形成的中山地貌, 数十座峰、岭的高度多在 1300 m 左右, 其中南部的汉阳峰为最高峰, 达 1473 m。受边界断层的影响, 山体边缘多悬崖峭壁, 发育幼年期的地形—峡谷。而山体内部主要壮年期的地形—宽谷<sup>[21]</sup>。通常认为庐山的壮年期地形及山顶夷平面是在第三纪形成, 其后被新构造运动抬升至现今的高度<sup>[19]</sup>。构造抬升导致侵蚀基准面下降, 源自庐山的河流发生强烈的溯源侵蚀, 形成峡谷, 在溯源侵蚀未到达的地方, 保留了壮年期的地形。

山上的河谷基本顺构造展布, 呈北东—南西向。因为地质和地貌的差异, 以九奇

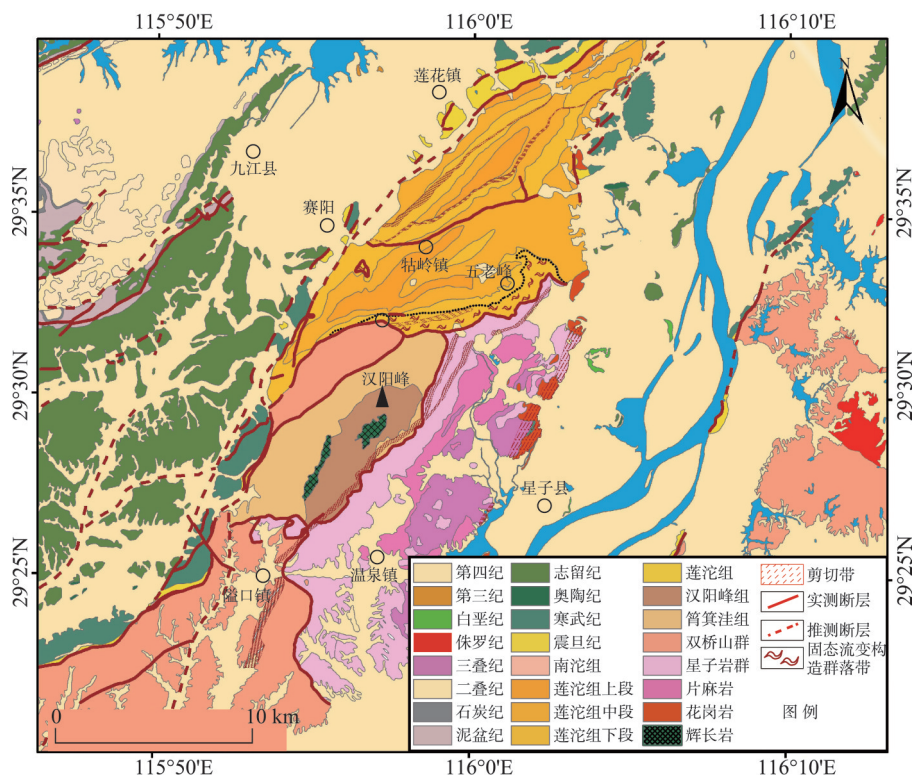


图1 庐山地区地质简图

Fig. 1 Geological map of Mt. Lushan and its surroundings

峰、仰天坪一带为界,将庐山山体分为南部和北部<sup>[18]</sup>。南部山体(简称南山)主要受汉阳峰向斜与庐山垄背斜的控制主要发育一岭(汉阳峰)一谷(庐山垄)。北部山体(简称北山)受大月山复背斜的控制,形成典型的褶皱构造地貌,在此基础上叠加了次成山、次成谷,最终形成了谷岭相间的地貌。庐山的宽谷多分布在1000 m以上,如大校场、东谷、西谷等,以下多深切峡谷,如剪刀峡、锦绣谷等。溯源侵蚀形成的峡谷侵入山上的宽谷中,在宽谷的底部出现“V”形峡谷,构成谷中谷<sup>[8, 22]</sup>。在河床纵剖面上可以看到宽谷、峡谷的交汇处形成旋回裂点,即溯源侵蚀到达的最高点,例如窑洼。因此庐山的河流地貌保留了许多河流演化、构造抬升的信息,对研究庐山地貌演化提供了丰富的研究资料。

### 3 研究方法

#### 3.1 理论基础

在构造抬升强烈的地区,主要发育基岩河道或者基岩-冲积混合河道<sup>[6, 23-24]</sup>。河流的侵蚀力相对于基岩河道是一种剪应力<sup>[25]</sup>,稳定态的河流的坡度与流域面积呈现反比关系<sup>[6]</sup>。国内外大量研究发现,尽管基岩河流发育的环境不同,但在局部河段河道坡度 $S$ 和汇水面积 $A$ 均符合幂函数关系<sup>[26-28]</sup>:

$$S = k_s A^{-\theta} \quad (1)$$

式中: $k_s$ 表示河道的陡峭指数; $\theta$ 表示河道的凹曲度或者曲率。利用DEM计算出河道坡度和汇水面积,将数据投在双对数图上,即可判断出河道是处于稳定态还是过渡态(transient state),稳定态的河段数据呈直线分布,线性拟合获得的斜率与截距就是凹曲度和陡峭指数。通常要求拟合区域具有较好的线性相关性,并且尽量避免包含裂点<sup>[29]</sup>。研究表明可以利用参考凹曲度指数 $\theta_{ref}$ 对公式(1)处理获得标准化陡峭指数 $k_{sn}$ (单位 $m^{0.9}$ )值, $k_{sn}$ 可以用来反映构造抬升速率的相对大小<sup>[30]</sup>。 $k_{sn}$ 可靠性在于其不受坡度-面积线性拟合的截距以及下游面积变化的影响,并且已经在不同研究区域得到验证<sup>[4, 31]</sup>。

侵蚀性河流中的裂点可以看做是下游新河道和老河道之间的移动分界点<sup>[8]</sup>。裂点可以分为垂阶型裂点(vertical-step knickpoint)和坡断型裂点(slope-break knickpoint)<sup>[32]</sup>。在坡度-面积图上可以辨别出这两种裂点<sup>[11, 33]</sup>。通常垂阶型裂点与基岩的抗侵蚀能力变化有关,出现在岩性界线、断裂带或节理密集带上,基本不会向上游迁移<sup>[34-35]</sup>。坡断型裂点是侵蚀基准面下降导致的,是构造抬升的结果<sup>[11]</sup>。这种裂点向上游的垂直迁移的速度是固定的。通过解译坡断型裂点,可以帮助识别未曾发现的地质构造<sup>[33, 36-37]</sup>。

#### 3.2 数据采集与处理

为研究地质因素对河流纵剖面形态的影响,收集了1:5万地质图(图1),从而确定出主要的地层界线以及断层的位置。此外,使用silverschmidt回弹仪测定了庐山主要岩性的回弹值,用以判断岩石的相对强度。形态测量研究使用1:1万比例尺DEM(分辨率为5 m)。利用DEM提取河流地貌参数,借助0.5 m高精度的遥感影像对提取的河流进行校正。庐山的河流多数较短,流域面积较小,因而只选取了庐山较大的9条河流(图2),山体西北侧4条,东南侧3条,北东侧与南西侧各1条,基本能够涵盖山体的四周,便于全面地了解和分析庐山山体河流地貌发育特征。河流的终点统一为海拔50 m。

河道坡降提取分析主要依赖于DEM数据,但这些数据本身还有噪点,这些噪点的存在直接会导致像元之间的斜率值趋于发散,而很多数据处理方法的运用均需要尽可能减小相邻像元之间的斜率发散程度,因此首先要对原始DEM数据进行噪点处理。现在通用



的方法是对原始DEM进行重采样, 然后利用分段线性拟合计算局部比降值, 但由于DEM质量和精度问题很多地区比降值为0, 因此需要利用移动窗口对河道进行平滑<sup>[11, 38]</sup>。

根据kriby等人提出的河流陡峭指数研究方法和步骤<sup>[38-39]</sup>, 首先利用ArcGIS软件提取河流的流域与干流, 然后利用MATLAB 脚本程序 (<http://www.geomorphotools.org>) 提取DEM数据中河流纵剖面及流域面积<sup>[3-4]</sup>, 并选用40 m的移动窗口对河道进行平滑并消除异常高程点, 再每隔10 m垂直距离计算出河流坡度。将面积—坡度的数据投在双对数图上, 依据数据点分布, 识别出裂点以及类型, 目视选取稳定态的河段, 再根据公式 ( $\log S = -\theta \log A + \log k_s$ ) 对河道坡度和面积进行线性回归。国内外的研究发现河道凹曲度基本在0.3~0.6之间, 为了更好地对比不同河流之间抬升速率, 通常选取0.45作为参考凹曲度指数 $\theta_{ref}$ 对河道陡峭指数进行标准化处理, 利用分段拟合计算求出标准化陡峭指数 $k_m$ <sup>[3, 11, 40]</sup>。为了尽可能的保证计算的准确性, 根据实地调查与地质图, 排除了上游的崩积河道以及下游的冲积河道。

## 4 计算结果

利用上述方法提取并分析了9条河流, 并计算出每条河道的凹曲度和陡峭指数 (表1, 图3)。这9条河流平均长度约10.5 km, 平均流域面积约23.5 km<sup>2</sup>。其中, 青玉峡较短, 流域面积也较小, 约5 km<sup>2</sup>, 其余河流的流域面积在10 km<sup>2</sup>以上, 最大达42 km<sup>2</sup>。

在坡度—面积图上, 依据每条河流的数据点分布可以识别出裂点的类型以及数量 (编号为K1、K2等)。如果崩积河道、裂点、冲积河道之间出现明显沿直线分布的数据点, 这些点被认为属于稳定态河道 (编号为S1、S2等), 用于线形拟合并获得河流纵剖面的形态参数。

庐山垄 (R1) 位于庐山西南, 主要流经筲箕洼组。在坡度—面积图上 (图3a), 数据点分布呈错断状, 显示出两个直线段R1-S1和R1-S2, 斜率相似但截距不同。这说明两个河段之间存在一个裂点R1-K1 (海拔约1050 m), 且属坡断型裂点。河流上游是较短的高坡降的崩积河段, 下游则是较长的低坡降的冲积河段。河段R1-S1和R1-S2的 $\theta$ 值差异

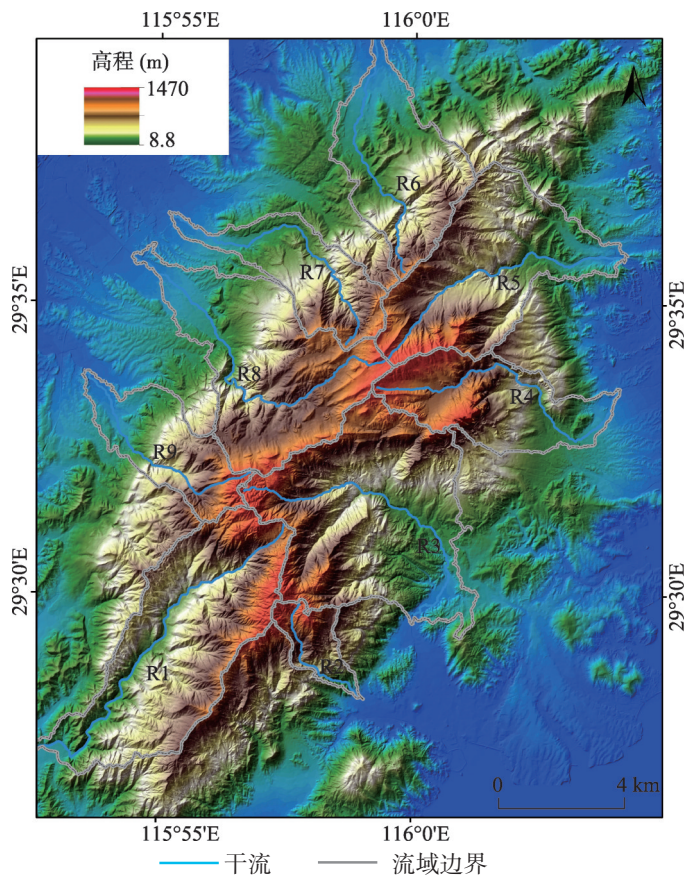


图2 研究区分辨率5 m的DEM以及河流分布图

Fig. 2 5 m DEM of Mt. Lushan and the rivers

表 1 庐山稳定态河段的形态参数  
Tab. 1 Morphological index of river segments of Mt. Lushan in steady state

流域编号	流域名称	河流长度(km)	流域面积(km <sup>2</sup> )	拟合河段	$k_m(m^{0.9})$	凹曲度
R1	庐山垄	14	38	S1	27	0.42
				S2	168	0.55
R2	青玉峡	5	5	—	—	—
R3	三峡涧	12	42	S1	9	0.37
				S2	169	0.51
R4	七里冲	11	19	—	—	—
R5	白沙河	10	29	S1	9	0.20
				S2	117	0.24
R6	定慧寺	9	20	S1	93	0.19
R7	剪刀峡	10	14	S1	15	0.49
				S2	143	0.42
R8	石门涧	13	30	—	—	—
R9	黄龙庵	8	13	—	—	—

较小，而 $k_m$ 值差异较大，分别是27和168。

青玉峡（R2）位于庐山东南，主要流经汉阳峰组、筲箕洼组以及星子岩群。中游以上坡降整体较大，但向上游呈减小的趋势，中游以下坡降则迅速减小。在坡度—面积图上（图3b），数据点分布呈长钉状，未发现明显线性分布的河段。长钉状的形态说明河道中存在垂阶型裂点，分别是R2-K1和R2-K2。

三峡涧（R3）位于庐山东部，主要流经双桥山群、筲箕洼组、莲沱组以及星子岩群。在坡度—面积图上（图3c），数据点分布呈错断状，显示出两个直线段R3-S1和R3-S2，斜率相似但截距不同。这说明两个河段之间存在一个裂点R3-K1（海拔约1250 m），且属坡断型裂点。R3-S1以上的崩积河道不明显，R3-S2以下的冲积河段较长。河段R3-S1和R3-S2的 $\theta$ 值差异较小，而 $k_m$ 值差异较大，分别是9和169。

三叠泉（R4）位于庐山东部，主要流经莲沱组、星子岩群。在坡度—面积图上（图3d），可以明显看到中游存在一个很大的垂阶型裂点（R4-K1）。该裂点以上，河道坡度向上游逐渐增加并渐趋稳定，通过地质图（图3d）可以看到上游河段流经第四纪地层，受到崩积的影响，所以没有进行线性拟合。

白沙河（R5）位于庐山东北，主要经过莲沱组中下段。在坡度—面积图上（图3e），数据点分布呈错断状，显示出两个直线段R5-S1和R5-S2，其斜率相似但截距不同。这说明两个河段之间存在一个裂点R5-K1（海拔约1250 m），且属坡断型裂点。R5-S1以上崩积河道不明显，R5-S2与冲积河道之间存在一个垂阶型裂点（R5-K2）。河段R5-S1和R5-S2的 $\theta$ 值差异较小，而 $k_m$ 值差异较大，分别是9和117。

定慧寺（R6）位于庐山西北，主要流经莲沱组。在坡度—面积图上（图3f），中游以上的坡降逐渐增加，数据点呈明显的直线状分布。中游以下坡降快速减小，并可能存在数个垂阶型裂点。R6-S1以上的崩积河道不明显，对R6-S1的拟合表明，该河段具有异常小的 $\theta$ 值（0.19）， $k_m$ 值则为93。

剪刀峡（R7）位于庐山西北，主要流经莲沱组。在坡度—面积图上（图3g），中游以下坡降迅速减小，类似冲积河道。中游存在一个坡断型裂点R7-K1（海拔约1050 m），裂点以上的R7-S1河段与以下的R7-S2河段具有相近的平行 $\theta$ 值，但 $k_m$ 值差别明显，分别是15和143。与其他河流类似，剪刀峡的崩积河段不明显。

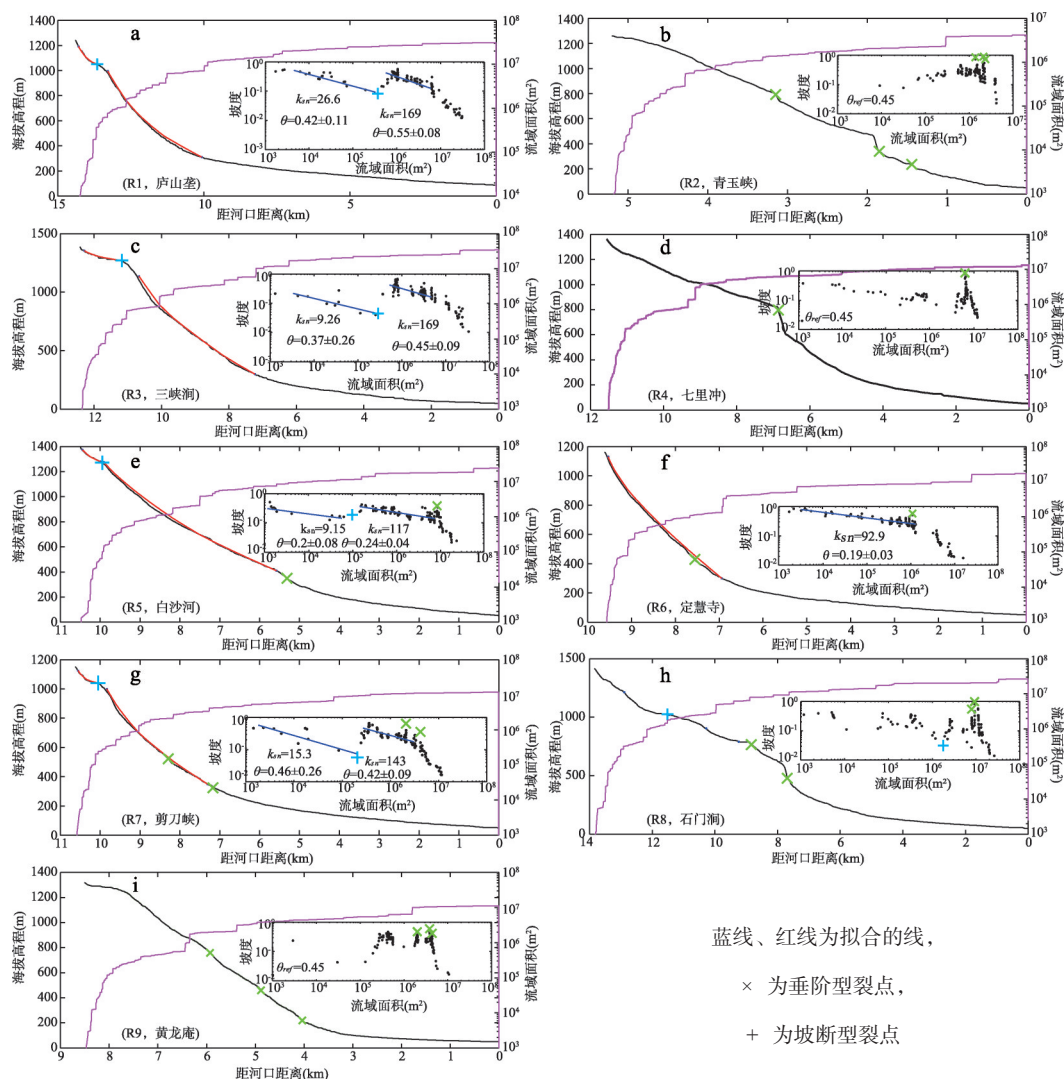


图3 庐山河流纵剖面与坡度—面积对数图

Fig. 3 Longitudinal profiles and log graph of drainage area-channel gradient

石门涧 (R8) 位于庐山西部, 流经莲沱组。在坡度—面积图上 (图3h), 可以看出其河流中部存在2个垂阶型裂点 (R8-K2、K3), 其下的河流坡度迅速减小, 具有冲积河段的特征。在坡度—面积图上, 上游的数据点分布较混乱, 裂点类型难以确定。

黄龙庵 (R9) 位于庐山西部, 主要流经莲沱组和双桥山群。在坡度—面积图上 (图3i), 可以看出河流上游与下游的坡降均相对较小, 中游的河段的数据未显示出直线形的分布, 显示河道尚未达到稳定态, 其中可见数个小的垂阶型裂点。

总体上看, 可以依据庐山主要的9条河流的河道纵剖面的特征, 将河流分成3种不同的类型。第一种是上游出现了坡断型裂点, 形成了稳定态的河段, 且上游的河段的  $k_{sn}$  值较小, 例如庐山垄 (R1)、三峡洞 (R3)、白沙河 (R5)、剪刀峡 (R7) 和石门涧 (R8)。第二种是只发育垂阶型裂点, 没有明显稳定的河段或稳定河段较短, 例如青玉峡 (R2)、七里冲 (R4) 和黄龙庵 (R9)。第三种是只发育了垂阶型裂点, 但除下游的冲积河段与上游的崩积河段外, 已接近稳定态的河道, 例如定慧寺 (R6)。以上河流中, 除定



慧寺外，均为过渡态的河道。

5 讨论

岩石的抗侵蚀能力受岩性与其中发育的构造影响<sup>[41]</sup>。回弹仪测量结果显示，庐山的岩石强度有明显的空间变化，各群、组之间以及群、组内部的岩性差异显著，石英岩、石英砂岩、片麻岩、变粒岩的回弹值较大，板岩、长石石英砂岩回弹值居中，而片岩与千枚岩的回弹值较小。因此如果是岩性差异而形成的垂阶型裂点，应该出现在岩性界线上，而如果是断层等形成的垂阶型裂点也应该在断层线附近，几乎不向上游迁移<sup>[4, 6, 35]</sup>。经过比对，通过坡度—面积图识别出的垂阶型裂点基本处于地层界线或已知的岩性界线、构造线上(图4)，只有少数垂阶型裂点需要从其他角度来解释。横截地层与构造走向的河流上垂阶型裂点尤其发育，显然是这些河流呈现过渡态的主要原因。

同样，将识别出的坡断型裂点与地质进行对比，就可以发现这类裂点与岩性界线、构造线基本没有对应关系(图4)，因而可以将其视为因侵蚀基准面下降后河流溯源侵蚀产生的裂点，即以前认为的旋回裂点。另外，这些裂点目前处于相近的海拔位置，大体介于1000~1300 m。这也是坡断型裂点一个鉴定特征，因为在侵蚀基准面下降后，坡断型裂点的垂直迁移速率是相似的<sup>[42-43]</sup>。剪刀峡上游存在一个坡断型裂点(R7-K1)，这与以前确定的窑洼旋回裂点是一致的，三叠泉瀑布所在裂点(R4-K1)以前被认为与岩性、节理有关，在此被判断为垂阶型裂点，两者相吻合。这表明利用坡度—面积图判断出裂点较为可靠。

美国西部、中国西藏以及印度北部山区的实地研究表明河流陡峭指数被看作是地层抬升速率、岩性和气候的函数<sup>[2, 4, 37-38]</sup>。在气候、岩性均一的地区，对比抬升速率不同的河流剖面，发现坡度—面积曲线是两条平行线，说明凹曲度和抬升速率几乎没有关系。各项研究表明陡峭指数主要受到岩石强度和抬升速率的影响<sup>[2, 10, 44]</sup>。标准化陡峭指数 $k_{sn}$ 已经被广泛用于分析抬升速率的分布规律<sup>[4]</sup>，高 $k_{sn}$ 值地区构造抬升速率也高，低 $k_{sn}$ 值地区构造抬升速率也低<sup>[6, 11, 38]</sup>。

将河流水力侵蚀模型应用于基岩河床的一个前提是河道已经处于稳定态，即抬升速率与侵蚀速率相同。稳定态的河道受岩性、构造、气候、侵蚀基准面变化的影响，则会

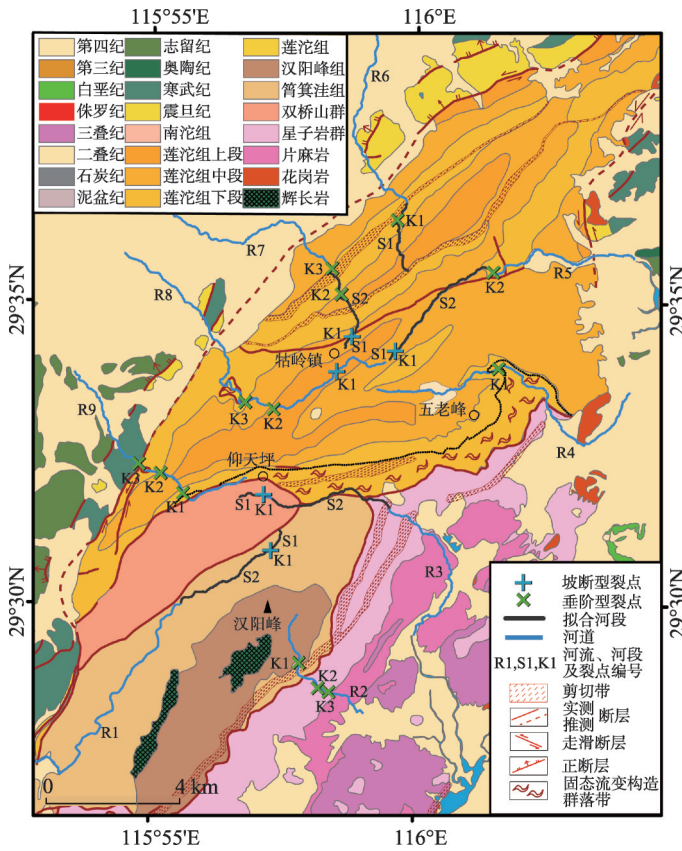


图4 稳定态河段及主要裂点在地质图上的位置  
Fig. 4 The steady-state river and main knickpoints on the geological map indicated by lines and cross respectively

处于过渡态。最新的研究表明, 过渡态的河道比稳定态河道蕴含更多的构造信息, 即过渡态的河道还能指示时间上的抬升速率变化<sup>[6-7, 45]</sup>。因为构造抬升引起的河流溯源侵蚀将形成旋回裂点, 所以裂点以上是未受影响的河段, 其陡峭指数与侵蚀基准面下降以前的抬升速率有关, 而裂点以下稳定态河段, 其陡峭指数则主要受到侵蚀基准面下降以后的抬升速率影响。

由此可见, 庐山坡断型裂点之上、之下的两段河道分别记录了侵蚀基准面下降前与下降后的抬升过程。将 $k_{sn}$ 值视为抬升速率的前提是排除岩性、气候的影响。对于范围很小的庐山而言, 不同位置的流域之间气候的差异很小。具有坡断型裂点的4条河流, 侵蚀基准面下降前的河段 $k_{sn}$ 值介于9~27, 明显低于下降后的(117~169)。由此可见, 庐山的构造抬升经历过两个阶段, 即早期的低抬升速率阶段与晚期的高抬升速率阶段。低抬升速率阶段形成了壮年期的地形, 而高抬升速率阶段, 因侵蚀基准面下降, 河流溯源侵蚀形成了峡谷以及坡断型裂点。

如果对比不同流域之间的抬升速率, 则需要确保岩性的差异可以忽略<sup>[3, 46]</sup>。庐山大体可以分为由莲沱组构成的北山与火山岩构成的南山, 北山、南山的内部流域之间岩石强度的差异不明显。从河流纵剖面形态上看, 庐山垄(R1)、三峡涧(R3)、白沙河(R5)以及剪刀峡(R7)具有相似的形态, 且上游裂点位置处于近似的高度(1000~1300 m), 这似乎表明南山、北山是整体抬升的。目前的研究发现南山与北山的 $k_{sn}$ 值似乎存在一定的差异, 南山的平均 $k_{sn}$ 值约为 $168.5 \text{ m}^0$ , 而北山的约 $118 \text{ m}^0$ 。这或许暗示庐山南山、北山的抬升速率是不一致的, 南山的抬升速率更大。

## 6 结论

庐山的河流基本处于过渡态, 但部分河流具有稳定态的基岩河段。坡断型裂点基本处于同一高度, 表明庐山的侵蚀基准面发生过下降, 是庐山构造抬升的结果。稳定态河段的陡峭指数表明, 庐山经历过抬升速率截然不同的两个阶段, 早期的低抬升速率阶段形成了壮年期的地形, 而晚期的高抬升速率阶段, 因侵蚀基准面下降, 河流溯源侵蚀形成峡谷以及坡断型裂点。庐山快速抬升后形成的稳定态河段的 $k_{sn}$ 值分布具有南北差异, 表明南山的抬升速率略大。

## 参考文献(References)

- [1] Lavé J, Avouac J. Active folding of fluvial terraces across the Siwaliks Hills, Himalayas of central Nepal. *Journal of Geophysical Research*, 2000, 105(B3): 5735-5770.
- [2] Kirby E. Quantifying differential rock-uplift rates via stream profile analysis. *Geology*, 2001, 29(5): 415-418.
- [3] Castillo M, Muñoz-Salinas E, Ferrari L. Response of a landscape to tectonics using channel steepness indices ( $k_{sn}$ ) and OSL: A case of study from the Jalisco Block, Western Mexico. *Geomorphology*, 2014, 221: 204-214.
- [4] Kirby E. Expression of active tectonics in erosional landscapes. *Journal of Structural Geology*, 2012, 44: 54-75.
- [5] Cyr A J, Granger D E, Olivetti V, et al. Distinguishing between tectonic and lithologic controls on bedrock channel longitudinal profiles using cosmogenic  $^{10}\text{Be}$  erosion rates and channel steepness index. *Geomorphology*, 2014, 209: 27-38.
- [6] Whipple K X. Bedrock rivers and the geomorphology of active orogens. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 2004, 32: 151-185.
- [7] Whipple K X. Geomorphic limits to climate-induced increases in topographic relief. *Nature*, 1999, 401: 39-43.
- [8] Crosby B T, Whipple K X. Knickpoint initiation and distribution within fluvial networks: 236 waterfalls in the Waipaoa River, North Island, New Zealand. *Geomorphology*, 2006, 82: 16-38.
- [9] Hu Xiaofei, Pan Baotian, Kirby E, et al. Spatial differences in rock uplift rates inferred from channel steepness indices along the northern flank of the Qilian Mountain, northeast Tibetan Plateau. *Chinese Science Bulletin*, 2010(23): 2329-



2338. [胡小飞, 潘保田, Kirby E, 等. 河道陡峭指数所反映的祁连山北翼抬升速率的东西差异. 科学通报, 2010 (23): 2329-2338.]
- [10] DiBiase R A, Whipple K X, Heimsath A M, et al. Landscape form and millennial erosion rates in the San Gabriel Mountains, CA. *Earth and Planetary Science Letters*, 2010, 289: 134-144.
- [11] Wobus C. Tectonics from topography: Procedures, promise, and pitfalls//Willett S D, Hovius N, Brandon M T, et al. *Tectonics, Climate, and Landscape Evolution. Geological Society of America Special Paper*, 2006, 398: 55-74.
- [12] Whittaker A C, Cowie P A, Attal M, et al. Bedrock channel adjustment to tectonic forcing: Implications for predicting river incision rates. *Geology*, 2007, 35(2): 103-106.
- [13] Sklar L, Dietrich W E. River longitudinal profiles and bedrock incision models: Stream power and the influence of sediment supply//Tinkler K J, Wohl E E. *Rivers over Rock*. Washington, DC: AGU Press, 1998, 237-260.
- [14] Ambili V, Narayana A C. Tectonic effects on the longitudinal profiles of the Chaliyar River and its tributaries, southwest India. *Geomorphology*, 2014, 217: 37-47.
- [15] Wang Ziqiang, Gao Linzhi, Ding Xiaozhong, et al. Tectonic environment of the metamorphosed basement in the Jiangnan Orogen and its evolutionary features. *Geological Review*, 2012(3): 401-413. [王自强, 高林志, 丁孝忠, 等. “江南造山带”变质基底形成的构造环境及演化特征. 地质论评, 2012(3): 401-413.]
- [16] Xiang Xinkui, Xu Jianhua, Ma Changxin. Preliminary study on the structure of the metamorphic nucleus complex in Lushan. *Journal of East China Geological Institute*, 1994(1): 11-17. [项新葵, 许建华, 马长信. 庐山变质核杂岩构造的初步研究. 华东地质学院学报, 1994(1): 11-17.]
- [17] Bi Hua, Xiang Xinkui, Zhu Yuansong. Lushan uplift bedding-delamination structure. *Geotectonica et Metallogenia*, 1998(1): 21-28. [毕华, 项新葵, 朱元松. 庐山隆起—滑脱构造. 大地构造与成矿学, 1998(1): 21-28.]
- [18] Department of Geography of Nanjing University. *Scientific Lushan*. Nanchang: Jiangxi People's Publishing House, 1983: 275. [南京大学地理系科学庐山编著组. 科学庐山. 南昌: 江西人民出版社, 1983: 275.]
- [19] Li Jijun, Zhu Junjie. Physiographic study of Lushan. *Scientia Geographica Sinica*, 1987, 7(4): 306-315. [李吉均, 朱俊杰. 庐山的地文研究. 地理科学, 1987, 7(4): 306-315.]
- [20] Liu Changmao. Elementary research of the new tectonic movement of Lushan. *Journal of Huazhong Normal University (Natural Sciences)*, 1987(4): 603-610. [刘昌茂. 庐山新构造运动初步研究. 华中师范大学学报(自然科学版), 1987 (4): 603-610.]
- [21] Ren Meie. Preliminary study on the terrain of Lushan. *Acta Geographica Sinica*, 1953, 19(1): 61-73. [任美锷. 庐山地形的初步研究. 地理学报, 1953, 19(1): 61-73.]
- [22] Selkirk P M, Adamson D A, Downing A J. Landform and vegetation change in the Greaves Creek Basin: An asymmetric hanging valley in the Blue Mountains, New South Wales. *Australian Geographer*, 2001, 32(1): 45-75.
- [23] Howard A D, Dietrich W E, Seidl M A. Modeling fluvial erosion on regional to continental scales. *Journal of Geophysical Research*, 1994, 99(B7): 13971-13986.
- [24] Howard A D. Long profile development of bedrock channels: Interaction of weathering, mass wasting, bed erosion, and sediment transport//Tinkler K J, Wohl E E. *Rivers over Rock*. Washington, DC: AGU Press, 1998: 297-319.
- [25] Dietrich W E, Whiting P. Boundary shear stress and sediment transport in river meanders of sand and gravel. *River meandering*, 1989, 12: 1-50.
- [26] Flint J J. Stream gradient as a function of order, magnitude, and discharge. *Water Resources Research*, 1974, 10(5): 969-973.
- [27] Howard A D. A detachment-limited model of drainage basin evolution. *Water Resources Research*, 1994, 30(7): 2261-2285.
- [28] Howard A D, Kerby G. Channel changes in badlands. *Geological Society of America Bulletin*, 1983, 94: 739-752.
- [29] Wobus C W, Crosby B T, Whipple K X. Hanging valleys in fluvial systems: Controls on occurrence and implications for landscape evolution. *Journal of Geophysical Research*, 2006, 111(F2). doi: 10.1029/2005JF000406.
- [30] Trauerstein M, Norton K P, Preusser F, et al. Climatic imprint on landscape morphology in the western escarpment of the Andes. *Geomorphology*, 2013, 194: 76-83.
- [31] Cyr A J, Granger D E, Olivetti V, et al. Quantifying rock uplift rates using channel steepness and cosmogenic nuclide-determined erosion rates: Examples from northern and southern Italy. *Lithosphere*, 2010, 2(3): 188-198.
- [32] Haviv I, Enzel Y, Whipple K X, et al. Evolution of vertical knickpoints (waterfalls) with resistant caprock: Insights from numerical modeling. *Journal of Geophysical Research*, 2010, 115(F3). doi: 10.1029/2008JF001187.
- [33] Goldrick G, Bishop P. Regional analysis of bedrock stream long profiles: Evaluation of Hack's SL form, and formulation and assessment of an alternative (the DS form). *Earth Surface Processes and Landforms*, 2007, 32: 649-671.

- [34] Korup O, Montgomery D R, Hewitt K. Glacier and landslide feedbacks to topographic relief in the Himalayan syntaxes. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 2010, 107(12): 5317-5322.
- [35] Whipple K X, DiBiase R A, Crosby B T. Bedrock rivers. *Treatise on Geomorphology*, 2013, 9: 550-573.
- [36] Berlin M M, Anderson R S. Modeling of knickpoint retreat on the Roan Plateau, western Colorado. *Journal of Geophysical Research*, 2007, 112(F3). doi: 10.1029/2006JF000553.
- [37] Harkins N, Kirby E, Heimsath A, et al. Transient fluvial incision in the headwaters of the Yellow River, northeastern Tibet, China. *Journal of Geophysical Research*, 2007, 112(F3). doi: 10.1029/2006JF000570.
- [38] Snyder N P. Landscape response to tectonic forcing: Digital elevation model analysis of stream profiles in the Mendocino triple junction region, northern California. *Geological Society of America Bulletin*, 2000, 112(8): 1250-1263.
- [39] Kirby E. Distribution of active rock uplift along the eastern margin of the Tibetan Plateau: Inferences from bedrock channel longitudinal profiles. *Journal of Geophysical Research*, 2003, 108(B4). doi: 10.1029/2001JB000861.
- [40] Hu Xiaofei, Pan Baotian, Li Qiong. Principles of the stream power erosion model and its latest progress in research. *Journal of Lanzhou University (Natural Sciences)*, 2014(6): 824-831. [胡小飞, 潘保田, 李琼. 基岩河道水力侵蚀模型原理及其最新研究进展. *兰州大学学报(自然科学版)*, 2014(6): 824-831.]
- [41] Molnar P, Anderson R S, Anderson S P. Tectonics, fracturing of rock, and erosion. *Journal of Geophysical Research*, 2007, 112(F3). doi: 10.1029/2005JF000433.
- [42] Whipple K X. Dynamics of the stream-power river incision model: Implications for height limits of mountain ranges, landscape response timescales, and research needs. *Journal of Geophysical Research*, 1999, 104(B8): 17661-17674.
- [43] Niemann J D, Gasparini N M, Tucker G E, et al. A quantitative evaluation of Playfair's law and its use in testing long-term stream erosion models. *Earth Surface Processes and Landforms*, 2001, 26(12): 1317-1332.
- [44] Kirby E, Ouimet W. Tectonic geomorphology along the eastern margin of Tibet//Gloaguen R, Ratschbacher L. *Growth and Collapse of the Tibetan Plateau*. London: Geological Society, 2011: 165-168.
- [45] Whipple K X. Fluvial landscape response time. *American Journal of Science*, 2001, 301: 313-325.
- [46] Vanacker V, von Blanckenburg F, Govers G, et al. Transient river response, captured by channel steepness and its concavity. *Geomorphology*, 2015, 228: 234-243.

## Tectonic uplift of Mt. Lushan indicated by the steepness indices of the river longitudinal profiles

WANG Nairui, HAN Zhiyong, LI Xusheng, CHEN Gang, WANG Xianyan, LU Huayu  
(School of Geographic and Oceanographic Sciences, Nanjing University, Nanjing 210023, China)

**Abstract:** In this study, we extracted nine river profiles from a 5-m DEM of the Mt. Lushan region. Knickpoints of two types, namely the vertical-step knickpoint and the slope-break knickpoint, are recognized, and are compared with the geological settings to determine their origins. At the same time, we calculated the channel steepness index ( $k_{sn}$ ) and concavity ( $\theta$ ) of separated parts of these rivers, using the stream-power incision model. The results show that these rivers are almost in a transient state represented by the occurrence of knickpoints. The vertical-step knickpoints are related to inhomogeneous substrates and the slope-break knickpoints are ascribed to the lowering of the base level due to rapid mountain uplift. The parts of the rivers below the slope-break knickpoint have a relatively large  $k_{sn}$ , which probably indicates a shift from low rate at early uplift to a later high rate. The steepness index in the south of the mountain is larger than that in the north, which might be induced by different uplift rates or substrates.

**Keywords:** Lushan; stream-power incision model; normalized channel steepness index; tectonic uplift; knickpoint