



河流高程剖面分析的方法与程序实现 ——基于Matlab平台编写的开源函数集 RiverProAnalysis

王一舟^{1*}, 郑德文², 张会平¹

1. 中国地震局地质研究所, 地震动力学国家重点实验室, 北京 100029;
2. 中国科学院广州地球化学研究所, 同位素地球化学国家重点实验室, 广州 510640

* 通讯作者, E-mail: wangyizhou2017@sina.com

收稿日期: 2021-08-19; 收修改稿日期: 2022-03-20; 接受日期: 2022-04-15; 网络版发表日期: 2022-07-19
国家自然科学基金项目(批准号: 41802227)资助

摘要 河流是对构造活动最为敏感的地貌单元之一, 河道高程剖面则是记录构造活动信息的重要载体. 基岩河道水力侵蚀模型是分析河道纵剖面、提取区域构造活动时空分布特征的重要手段. 基于该模型的数学方程的解析解, 可以校正流域凹度、计算河道陡峭指数、判别分水岭稳定性、投影古河道和模拟区域构造隆升历史. 然而, 目前已发表的开源函数集尚未尽数包含这些重要功能. 文章以水力侵蚀模型的稳态与线性瞬态方程的解析解为基础, 基于Matlab平台编写了开源函数集——RiverProAnalysis, 集成上述各项功能, 其结果以图像、文本和矢量文件格式输出, 既能直接进行可视化分析, 还可以为地理信息软件读取. 以太原盆地北部的两条瞬态流域为例, 分析流域主河道的高程剖面, 识别了两期裂点并估算河流最小下切量; 以流域内所有河道为对象, 模拟构造隆升历史, 发现该研究区自上新世中期开始缓慢加速隆升, 第四纪晚期以来隆升加速, 模拟结果与盆地沉积记录基本一致. 通过比较分水岭两侧chi值、坡度和地形起伏等参数, 分析了流域边界的稳定性. 我们开发的这款函数集, 集成了目前河流地貌分析的主要功能模块, 是开展河道高程剖面分析和构造地貌研究的有力工具.

关键词 水力侵蚀模型, 河流高程剖面, 隆升历史模拟, 分水岭稳定性, Matlab

1 引言

活动造山带的地形与地貌特征是构造运动和气候共同作用的结果. 断层或褶皱等不同形式的构造活动, 造成地表大尺度范围内发生隆升和相对沉降, 奠定区域的地形骨架; 各种外营力(如地表径流、冰川活动

等)作用下的风化、侵蚀与搬运, 在构造运动形成的地形骨架的基础上进行“精雕细刻”, 从而塑造了形态繁复的各种地貌特征(Meyer等, 1998; Willett, 1999; Korup和Montgomery, 2008). 在陆地各类地貌单元中, 河流系统对构造运动和气候变化最为敏感, 河川径流在地表侵蚀与搬运沉积过程中扮演着重要角色(Pan等,

中文引用格式: 王一舟, 郑德文, 张会平. 2022. 河流高程剖面分析的方法与程序实现——基于Matlab平台编写的开源函数集RiverProAnalysis. 中国科学: 地球科学, 52(10): 2039–2060, doi: 10.1360/SSTe-2021-0261

英文引用格式: Wang Y, Zheng D, Zhang H. 2022. The methods and program implementation for river longitudinal profile analysis—RiverProAnalysis, a set of open-source functions based on the Matlab platform. Science China Earth Sciences, 65(9): 1788–1809, <https://doi.org/10.1007/s11430-021-9938-x>

2010; Wang等, 2014). 河流演化一方面受到构造和气候的控制与影响, 另一方面也通过河流高程剖面、河道横断面形态和流域平面几何形态等记录这些信息(Pritchard等, 2009; Zhang等, 2014, 2017; 李琼等, 2020). 如何从河流地貌特征中提取构造和气候相关信息, 是构造地质和地貌学领域的重要研究内容(Fox等, 2014, 2015, 2020; Goren等, 2014a; Goren, 2016; Rudge等, 2015; 潘保田等, 2021).

自20世纪50年代起, 一些学者发现河道的陡峭程度(如坡度-长度指数、面积-高程曲线积分等)与构造活动的强弱呈显著正相关, 但尚未将二者间的关系定量化(Strahler, 1952; Hack, 1957, 1973). 直到20世纪70~80年代, 水力侵蚀模型(stream-power incision model, SPIM)被提出后, 才能定量描述构造隆升和水力侵蚀共同作用下的河道高程剖面的演化过程(Flint, 1974; Howard和Kerby, 1983), 该模型的数学表达也称为SPIM方程. 对该模型的理论方法与应用研究, 主要围绕方程的解析解法和数值解法展开. 数值法, 即利用数值法求解水力侵蚀方程, 从而正演地貌演化过程, 相关程序有CHILD(Tucker等, 2001)、DAC(Goren等, 2014a)、FastScape(Yuan等, 2019)等. 解析法, 即求解水力侵蚀方程的解析解, 以此为基础来分析河道高程剖面、探索裂点迁移规律和反演构造隆升历史等(Snyder等, 2000; Niemann等, 2001; Berlin和Anderson, 2007; Goren等, 2014b). 解析方法是利用水力侵蚀模型开展地貌分析的基础(Wobus等, 2006; Goren等, 2021), 我们的函数集也基于SPIM方程的解析解编写.

水力侵蚀模型诞生之初, 研究内容基本局限于模型方程的稳态形式, 即假设构造隆升与河流下切速率大致平衡, 河道高程基本不随时间变化. 虽然稳态方程形式简单, 但量化了河道陡峭程度与隆升速率之间的函数关系. 在过去的30~40年中, 稳态模型被广泛应用于研究活动造山带隆升速率的空间分布特征, 极大地促进了地貌的定量化研究(Howard, 1994, 1997; Snyder等, 2000; Kirby等, 2003; Wobus等, 2006; 胡小飞等, 2010; Wang等, 2017a, 2019). 然而, 在活动造山带, 构造隆升速率的变化会造成河道高程的改变, 河流下切与隆升速率的不均衡导致河道高程剖面处于非稳态(瞬态). 一些学者认为, 瞬态河道发育的直接原因是裂点的溯源迁移, 他们根据水力侵蚀模型推导了裂点溯源迁移速率(Rosenbloom和Anderson, 1994;

Berlin和Anderson, 2007). 在最近的十年里, 以Liran Goren、Matthew Fox等为代表的科学家, 以裂点迁移速率公式为基础, 推导得出了水力侵蚀方程的解析解, 并据此提出了利用瞬态河道高程剖面模拟百万年时间尺度构造隆升历史的方法(Pritchard等, 2009; Fox等, 2014; Goren等, 2014a; Rudge等, 2015). 此外, 根据SPIM方程的解析解, 将河道集水面积溯源沿河流长度积分, 得到的参数 χ 值还可以用于判别流域分水岭的稳定性(Willett等, 2014). 这些学者们的工作, 不仅完善了水力侵蚀模型的理论方法, 也极大促进了构造地貌研究的发展.

经过长达半个世纪的发展和不断完善, 水力侵蚀模型已经被广泛应用于河道高程剖面分析、区域构造隆升历史模拟和分水岭稳定性判别等多方面, 成为开展构造地貌研究的重要方法, 并涌现出许多相关的函数和软件. Whipple等(2007)基于Matlab和Python平台开发了该领域最早的函数集StreamProfiler, 通过与ArcGIS软件交互式操作, 实现河道高程剖面 and 坡度-面积数据点的可视化分析. Schwanghart和Kuhn(2010)、Schwanghart和Scherler(2014)基于Matlab平台编写了TopoToolbox函数集, 首次在非GIS环境下实现数字地形分析的基本功能, 包括数据校正、河流流向与流量计算、流域划分、河网提取与分级以及河流纵剖面分析等. LSDTT是Simon Mudd课题组基于C++平台开发的开源软件, 除了具有基本的地形分析功能, 还可以利用高精度LiDAR数据分析地形坡面过程、自动提取河流裂点(Mudd等, 2014; Grieve等, 2016; Gailleton等, 2019). 此外, Jaiswara等(2019, 2020)编写了用于重建古河道和模拟裂点迁移过程的函数集Transient-profiler; Forte和Whipple(2018)编写了用于判别流域分水岭稳定性的函数集DivideTools. 尽管这些函数和程序在地貌分析方面发挥重要作用, 但是在进行河流高程剖面分析时, 缺少必要的统计检验, 也不能进行隆升历史模拟. 本研究基于Matlab平台编写了一组函数, 集成了搜索河道源头、高程剖面信息提取与分析(含统计检验)、分水岭稳定性判别、古河道重建和隆升历史模拟等多项功能. 我们利用这款函数集, 分析了山西太原盆地北部的两条瞬态流域, 表明该函数集确实可成为开展地貌分析的有力工具. 我们开发的这款函数集, 完全开源, 以供广大地学研究者使用.

2 理论基础——河流水力侵蚀模型(SPIM)

在活动造山带, 河道高程的变化是构造隆升(U)与河流下切(E)二者相互“较量”的结果. 在水力侵蚀模型中, 河流下切速率主要取决于河水动力, 而水力条件是径流量、流速以及河道坡度的函数. 径流量和流速都可以转化为关于流域面积(A)的函数. 因此, 该模型可以用一个运动波方程(kinematic wave equation)表示(Howard和Kerby, 1983):

$$\begin{aligned} \frac{\partial z(t, x)}{\partial t} &= U(t, x) - E(t, x) \\ &= U(t, x) - KA^m \left[\frac{\partial z(t, x)}{\partial x} \right]^n, \end{aligned} \quad (1)$$

其中, z 是河道高程, t 是时间, x 是溯源距离, K 是侵蚀系数(降雨量、岩体抗侵蚀程度等的函数), m 和 n 分别是面积指数和坡度指数. 注意: 方程(1)只对基岩河道(bedrock channel)有效. Whipple和Tucker(2002)认为, 当河水动力足以将沉积物运离流域时, 河道基岩裸露或只有少量沉积物覆盖, 这样的河道称为基岩河道体系(detachment-limited system).

假设: (1) 流域内构造隆升速率空间均匀且不随时间变化, 即 $U(t, x)=U$; (2) 河道侵蚀速率处处相等, 且等于构造隆升速率, 即 $U=E$, 这就是通常所说的河道处于稳态(steady-state), 此时方程(1)可以简化为一个常微分方程(Howard和Kerby, 1983):

$$\frac{dz}{dx} = k_s A^{-\theta}. \quad (2)$$

方程(2)预测了河道的坡度和汇水面积之间的幂律关系, 是坡度-面积分析方法的理论基础. 其中, $\theta=m/n$ 和 $k_s=(E/K)^{1/n}$ 分别被称为凹度(concavity)和陡峭指数(steeptness index). 将方程(2)进行对数变换并拟合坡度-面积的对数值, 可得到凹度和陡峭指数. 值得注意的是, 当流域隆升速率空间不均匀 $U(t, x)=U(x)$, 河道也可以处于稳态. 此时, 也可以得到形如方程(2)的幂律关系, 但河道的实际凹度值会受构造的影响, 成为指示构造活动强弱的参数(有兴趣的读者可参考Kirby和Whipple(2001), 本文对此不作过多介绍).

公式(2)是一个简单的常微分方程, 可以很容易得到它的解析解(Sorby和England, 2004; Perron和Royden, 2013):

$$\begin{aligned} z &= z_b + \left(\frac{E}{KA_0^m} \right)^{1/n} \chi, \\ \chi &= \int_0^x \left[\frac{A_0}{A(x')} \right]^{m/n} dx', \end{aligned} \quad (3)$$

其中, z_b 代表河流出口的高程, A_0 是面积校准因子(area-scale factor). 方程(3)被称为积分法(integral approach), 而 χ - z 的关系图被称为chi-plot. 当 $A_0=1\text{m}^2$, chi-plot的斜率就是陡峭指数. 显然, 稳态河道经过公式(3)所示的变换之后, 就成为一条过原点的直线. 由公式(1)~(2)可知, 陡峭指数与河流下切速率成正比, 河道陡峭程度对侵蚀速率的响应可以用一个幂律函数表示:

$$E = K \cdot k_s^n. \quad (4)$$

3 方法和函数简介

RiverProAnalysis是我们基于Matlab平台编写的用于河道高程剖面分析的函数集, 包含9个函数. 在运行函数之前, 需要准备研究区DEM数据, 并利用GIS软件(如ArcGIS、QGIS等)的水文分析模块计算流向和汇流累积量数据, 然后将这些栅格数据转换成txt文本格式. 此外, 还需要给定河流出口口的坐标, 以确定待分析的流域. 本章主要介绍函数集所采用的方法和具备的功能. 函数集流程如图1, 代码与使用手册见网络版附录(<http://earthcn.scichina.com>).

3.1 凹度校正(calibrated concavity)

由公式(2)可知, 线性回归河道坡度与汇水面积的对数值, 其斜率的相反数就是河段的实际凹度(actual concavity). 不同河流或者同一河流的不同河段, 实际凹度差异显著. 河道陡峭指数依赖于凹度的选择, 而公式(3)也表明, 积分法以凹度为先验条件. 因此, 需要基于一个统一的凹度, 计算河道chi值与陡峭指数. 这个凹度称为参考凹度(reference concavity, θ_{ref}), 由此得到的陡峭指数称为归一化的陡峭指数(normalized steepness index, k_{sn}). Whipple和Tucker(2002)认为, 基岩河道存在“固有凹度”(intrinsic concavity), 其理论值为0.5, 与构造、气候等因素无关. 有学者选择0.5作为参考凹度(Schmidt等, 2015; Harel等, 2016). 但是, 由于气候、岩性或者侵蚀过程的影响, 河道的实际凹度不会恰好

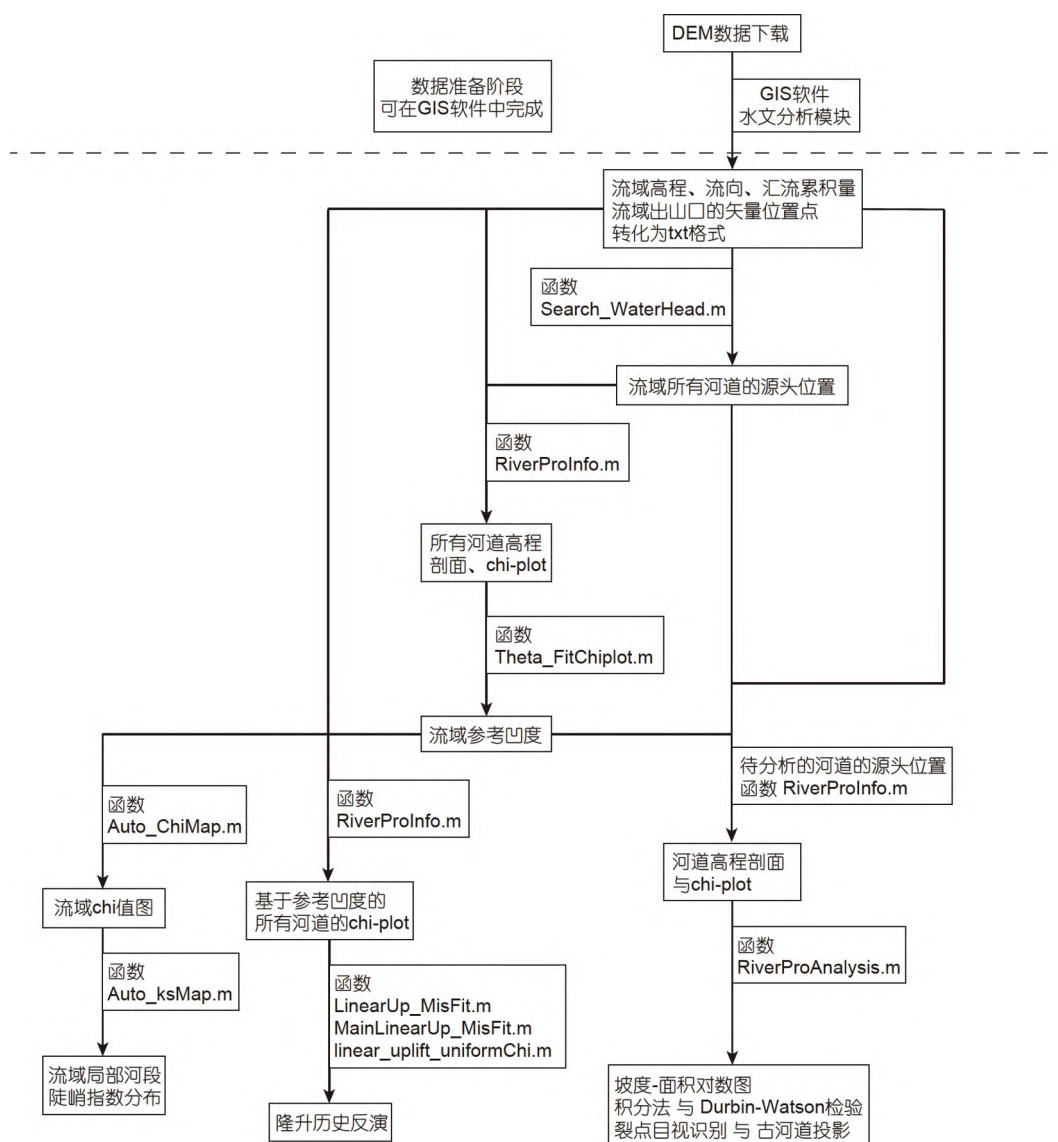


图 1 函数集流程图

等于0.5, 稳态河道的实际凹度大多在0.3~0.6变动(Snyder等, 2000; Kirby等, 2003; Duvall等, 2004). 许多学者以研究区内稳态河道凹度的均值作为研究区参考凹度, 这个均值一般在0.4~0.5之间(Snyder等, 2000; Kirby等, 2003; Wang等, 2020); 所以, 也有研究直接以0.45作为参考凹度(Wobus等, 2006; 胡小飞等, 2010; Wang等, 2019). 但这些研究局限于稳态河道, 以较少的稳态河道(相对于流域所有河道而言)的平均凹度作为流域参考凹度, 并未考虑流域的整体情况.

Perron和Royden(2013)提出了chi-plot的共线性

(co-linearity)假设: 对于隆升速率空间均匀的稳态流域, 如果岩性、气候等因子不存在显著差异, 那么一定会存在一个凹度值, 使得流域内所有河道的chi-plot几乎在一条直线上. 虽然共线性方法是基于稳态基岩河道的假设, 但也适用于瞬态流域(Goren等, 2014a; Wang等, 2020)、侵蚀过程发生显著变化的流域(Wang等, 2017b), 甚至是构造、气候和岩性特征复杂的区域, 如青藏高原东南缘(Yang等, 2015; Wang等, 2017a; Ma等, 2020). 由于共线性方法应用广泛, 所以近年来成为计算参考凹度的重要方法(Harel等, 2016; Mudd等, 2018;

Gaillieton等, 2021). 在一些研究中, 为了与以前选择参考凹度的方法相区别, 这种方法也被称为凹度校正(Goren等, 2014a). 但本文对此不作区别, 我们将校正后的凹度也称作参考凹度.

利用共线性方法, Harel等(2016)统计了全球将近1500条流域, 得到凹度均值为0.51, 误差为0.14(1 σ); Gaillieton等(2021)统计了全球5000多个流域的凹度, 得到的均值为0.43, 变化范围在0.22~0.58, 凹度数据的极差(0.36)也几乎接近于均值. 可见, 尽管凹度均值接近0.45, 但不同流域之间也可能存在比较显著的差异; 并且, Gaillieton等(2021)还发现, 除了陡峭指数和chi值, 裂点识别的相关算法和程序, 对凹度值的选择也非常敏感. 所以, 进行凹度校正, 计算适合于研究区的凹度, 是非常有必要的.

Mudd等(2018)通过数值模拟地貌演化过程发现, 以主河道作为参考基准, 利用共线性方法得到的流域参考凹度与先验值最为符合. 即将所有支流河道的节点投影到主干道, 计算高程偏差(Elevation scatter), 选择偏差最小值所对应的凹度, 作为流域的参考凹度. 计算方法如公式(5):

$$\text{Elevation scatter} = \left[\frac{1}{\sum_{i=1}^N R_i} \sum_{i=1}^N \sum_{j=1}^{R_i} (z_{ij} - \tilde{z}_{ij})^2 \right]^{1/2}, \quad (5)$$

其中, z_{ij} 为第*i*条河流的第*j*个节点的实际高程值, \tilde{z}_{ij} 是该节点投影到干流的chi-plot上对应的高程值, R_i 为第*i*条河流的节点数目, N 是流域内总的河道数目.

校正流域凹度的流程见图1. 首先, 将研究区DEM、河流流向、汇流累积量数据以及流域出口口的坐标, 输入到函数Search_WaterHead.m中, 得到河流源头的坐标. 然后, 利用RiverProInfo.m函数, 以河流源头为起点, 顺着河流流向, 提取河道高程剖面信息(包括河道长度、高程和汇水面积等). 最后, 将所有河道高程剖面的数据, 输入到函数Theta_FitChiplot.m中, 计算不同凹度值所对应的高程偏差, 以此确定流域的参考凹度.

3.2 河流高程剖面分析与积分法的Durbin-Watson检验过程

坡度-面积分析法(公式(2))和积分法(公式(3))都可以被用于分析河道高程剖面. 坡度-面积法无需对汇水

面积进行连续积分, 计算简便, 而且能够直接反应不同河段凹度的变化. 但是, Perron和Royden(2013)指出, 计算坡度需要对高程数据进行平滑和重采样, 会造成信息丢失. 所以, 他们推荐采用积分法计算归一化的河道陡峭指数(k_{sn}).

利用积分法计算陡峭指数, 实际上是对chi-plot(chi值和高程值)作线性回归; 从统计学角度来讲, 参与回归的各个变量应该是无显著自相关性的. 但是, 沿着河道对汇水面积进行连续积分(公式(3)), 导致了河道节点chi值高度自相关(Perron和Royden, 2013; Mudd等, 2014). 直接线性回归chi值-高程, 不满足统计学要求, 不仅会过高估计二者的相关系数, 还可能会对陡峭指数的计算结果产生显著影响. Wang等(2017b)提出, 可以利用Durbin-Watson检验(Durbin和Watson, 1950)的相关方法进行处理. 本文以积分法为例, 简述该检验方法的原理以及具体的处理方法.

将河道的chi-plot离散化, 假设存在*p*个河道节点, 那么方程(3)可以转化为

$$z_i = z_b + k_s \cdot \chi_i + e_i, \quad (6)$$

式中, e_i 为回归的残差($i=1, 2, 3, \dots, p$). 然后, 计算残差的实际自相关系数*r*:

$$r = \frac{\sum_{i=2}^p e_i \cdot e_{i-1}}{\sqrt{\sum_{i=2}^p e_i^2}} \cdot \sqrt{\frac{p}{\sum_{i=2}^p e_{i-1}^2}}. \quad (7)$$

Durbin和Watson(1950)根据回归变量数目和显著性水平($\alpha=0.05$), 计算残差自相关系数的阈值. 一旦*r*在阈值之内, 就认为回归变量存在显著的自相关性. 这是Durbin-Watson检验的基本原理.

大量研究表明, 对于积分法而言, 回归变量chi值确实是存在显著自相关性的(Perron和Royden, 2013; Mudd等, 2014; Wang等, 2017b), 所以本研究省略了阈值计算, 而是直接按照Durbin和Watson(1950)的方法处理. 通过自相关系数*r*计算新的待回归数据:

$$\begin{aligned} z_i' &= z_i - r \cdot z_{i-1}, \\ \chi_i' &= \chi_i - r \cdot \chi_{i-1} \end{aligned} \quad (8)$$

这样, χ_i' 就不存在自相关性. 对 χ_i' 和 z_i' 进行线性回归, 得到的系数就是满足统计学要求的陡峭指数.

但是, 这种新的变量的线性回归, 其在纵坐标上的截距, 不能作为实际河道chi-plot的截距. 为了得到chi-

plot的斜率和截距, 我们采取一种折衷的办法. 首先根据chi-plot计算陡峭指数, 然后利用公式(6)~(8)计算满足统计学要求的陡峭指数. 如果这两个指数结果大致相当, 我们就认为对chi-plot的回归分析是合理的, 其斜率和截距是可取的. 我们将这个过程称为积分法的Durbin-Watson检验过程. 公式(6)~(8)的相关计算已被写入高程剖面分析的函数RiverProAnalysis.m, 该函数以河流高程剖面为输入数据, 包含了坡度-面积分析和积分法, 可用于裂点的目视识别、计算不同河段的实际凹度与归一化的陡峭指数.

一些学者也注意到Durbin-Watson统计检验(Peron和Royden, 2013; Mudd等, 2014), 但他们没有指出该统计检验的必要性. 笔者简要说明该检验的必要性, 并给出应该使用积分法而非坡度-面积法计算河道陡峭指数的两点理由. 在坡度-面积对数图中直接利用参考凹度来计算陡峭指数(相当于指定斜率来回归得到截距), 和直接线性回归该河段chi-plot而得到的陡峭指数相比, 二者就数值本身而言并无显著差别. 但是, 坡度-面积法得到的直接结果是陡峭指数的对数值, 而进行指数变换, 误差也会以指数形式增大(Wang等, 2017b).

其次, 在实际研究中可能会遇到这样的河道, 其高程剖面处于稳态并表现出光滑下凹的特征, 并且坡度-面积对数图也表现出良好的线性关系, 但河段的实际凹度值偏离流域参考凹度. 那么, 依据参考凹度计算的河段chi-plot将不会是一条直线, 而是弯曲的. 直接线性回归弯曲的chi-plot, 和在坡度-面积对数图中直接使用参考凹度, 二者计算的陡峭指数是等效的. 然而, 对chi-plot进行Durbin-Watson检验, 可以发现, 检验前后的陡峭指数值相差甚远. 这就从数学角度说明, 直接线性回归弯曲的chi-plot是不可取的; 从而也说明了, 指定参考凹度来线性回归本已偏离参考凹度的坡度-面积对数图, 也是不合理的. 所以, Durbin-Watson检验的重要意义是从理论角度指明了应用坡度-面积法计算陡峭指数的弊端. 当然, 如果只是方法应用而非深究其原理, 则一般研究中不必要也很少进行统计检验, 这是因为只要chi-plot近似为直线, 直接回归的结果与检验后的结果几乎是一致的. 将弯曲的chi-plot分割成若干近似直线的小段, 再分别进行线性回归, 所得结果就与检验后的结果一致(Goren等, 2014a; Mudd等, 2014, 2018).

3.3 流域边界稳定性的判别指标

古河道投影、水力侵蚀方程求解与隆升历史模拟的前提是流域边界稳定, 即流域边界和内部亚流域之间的分水岭基本保持稳定, 不会发生大规模的水系重组和河流袭夺. Willett等(2014)认为, 如果分水岭两侧流域的气候、岩性等条件不存在显著差别, 两侧的河流局部侵蚀基准面高度一致(或选择相同的高度分析), chi值高的流域, 其平均的河道陡峭指数低, 侵蚀速率偏小, 其流域面积会因被袭夺而减小. 通过地貌数值模拟与实例研究, Willett等(2014)认为分水岭两侧河流源头的chi值可以作为判别分水岭稳定性以及迁移方向的指标. 即分水岭总是由低chi值向高值方向迁移, 两侧chi值差异越大, 分水岭迁移速率越快. 将研究区的汇流累积量、流向数据以及流域出水口坐标输入Auto_ChiMap.m函数, 就可以计算研究区的chi值平面图.

对于同一流域内部而言, 亚流域分水岭两侧的河道最终都汇入同一个出水口, 可以认为这些河道的侵蚀基准面是一致的, 这是符合Willett等(2014)方法的前提条件的. 但是, 不同流域有不同的出水口, 因而侵蚀基准面的高程存在差异; 这种情况下, 可以采用Forte和Whipple(2018)的方法来判别不同流域之间的分水岭的稳定性. Forte和Whipple(2018)通过数值模拟发现, 分水岭两侧河流源头的坡度和局部地形起伏的差异, 也是判别分水岭稳定性和可能出现的迁移方向的指标. 以坡度为例, 如果分水岭一侧的河道源头的坡度均值落在另一侧的均值加减1倍标准差之内, 就认为分水岭是稳定的. 当然, 需要坡度和地形起伏都满足这个标准. 我们可以利用Search_WaterHead.m函数提取河流源头坐标, 然后利用GIS软件的邻域分析功能提取出这些点的地形参数进行比较.

实际上, 分水岭是否稳定, 取决于其两侧侵蚀速率的差异(Goren等, 2014b). 但侵蚀速率很难直接获取, 所以采用一些地貌参数作为替代. 局部河道陡峭指数的空间分布也可反应侵蚀速率的差异, 因此也可辅助判别分水岭是否处于稳定状态; 但该参数掺杂了远离分水岭的河道的信息, 在反应分水岭稳定性方面, 可能不如坡度和地形起伏可靠(Forte和Whipple, 2018). 本函数集也提供了计算局部河道陡峭指数的功能. 将流域高程、平面Chi值(Auto_ChiMap.m函数的输出结

果)以及所有河道源头坐标数据输入Auto_ksMap.m函数, 并选择水平距离间隔, 就可以计算局部河道陡峭指数的平面图(流程见图1).

3.4 古河道投影(Paleo-channel projection)

古河道投影是通过瞬态河道估算最小下切量的基本方法(Cyr等, 2010; Kirby和Whipple, 2012). 理解古河道投影, 首先需要了解裂点类型.

裂点, 即河道高程剖面的坡度不连续点. 如果坡度和陡峭指数只在裂点附近的局部区域发生突增, 这样的裂点称为垂直阶梯(vertical-step)裂点(图2a~2c); 如果裂点上、下游河道的陡峭指数发生显著改变, 这样的裂点称为坡折型(slope-break)裂点(图2d~2f)(Haviv等, 2010; Kirby和Whipple, 2012). 一般地, 河道岩性(抗侵蚀能力)突变容易造成垂直阶梯型裂点; 而河道岩性

分界的空间位置通常是固定的, 所以这种成因的裂点的空间位置也是固定的(spatially stationary). 如果区域构造隆升速率随时间变化, 会在河流出口形成裂点. 这种裂点不仅会溯源迁移, 还会改变其所经过的河段的坡度, 使得河道侵蚀速率向着与新一期隆升速率相平衡的趋势发展. 这种裂点称为移动型坡折裂点, 是构造地貌领域的重要研究对象(Berlin和Anderson, 2007; 张会平等, 2011; Royden和Perron, 2013; Pedersen等, 2018; Quye-Sawyer等, 2020). 本文所说的裂点, 如无特别说明, 都是指这种类型. 裂点识别是河道高程剖面分析中的重要环节, 目前有很多自动识别裂点的算法, 但计算繁琐、耗时久(Mudd等, 2014; Gailleton等, 2019); Schwanghart和Scherler(2017)的方法虽然简便, 但需要预先设置局部河道的高差阈值. 所以, 本研究仍采用传统的目视识别.

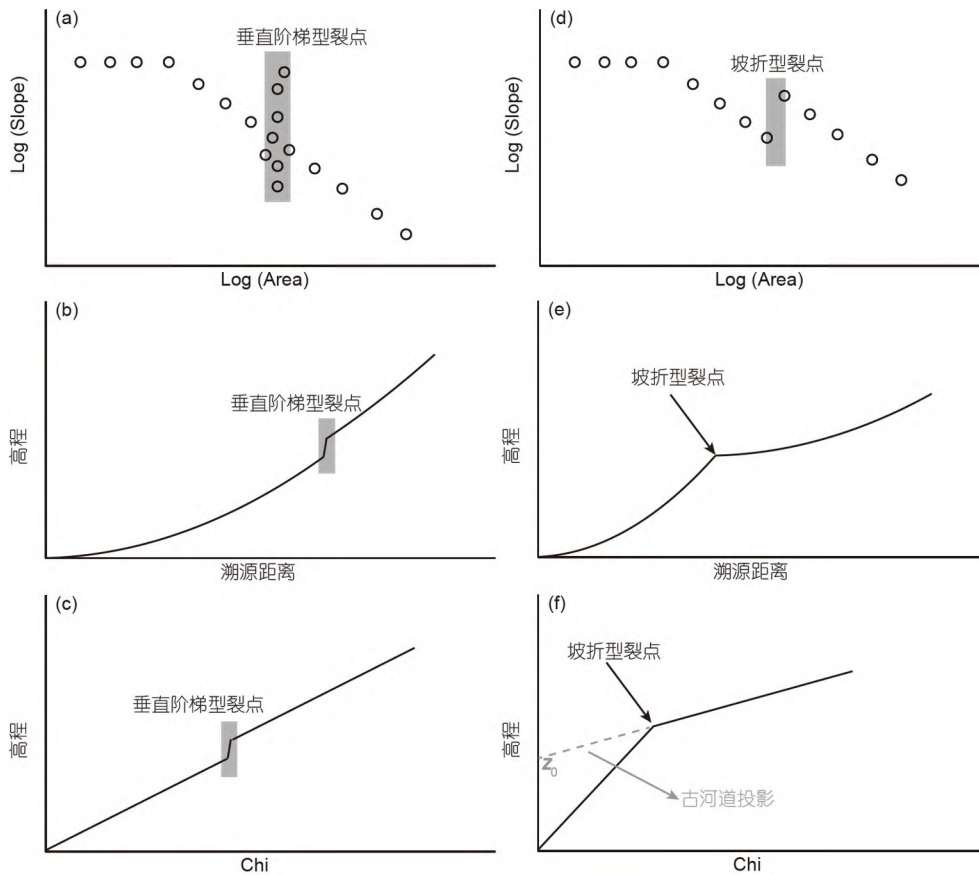


图2 裂点类型与古河道投影

(a)~(c) 存在vertical-step裂点的河道的坡度-面积对数图(a)、高程剖面(b)和chi-plot(c); (d)~(f) 存在slope-break裂点的河道的坡度-面积对数图(d)、高程剖面(e)和chi-plot (f). 图2改编自Haviv等(2010)

假设流域形态稳定, 裂点上、下游河段分别处于与裂点形成前、后的构造隆升速率相平衡的状态(Niemann等, 2001; Kirby和Whipple, 2012). 根据公式(3)将裂点上游河道投影至河流出口, 投影高程与出口实际高程之差, 就是裂点最小下切深度(如图2f中标记的高差 z_0). “最小”, 是因为裂点在侵蚀其下游河道的同时, 上游河道也发生侵蚀. 由于裂点上游的河道处于与早期构造活动速率相平衡的状态, 也被称为古河道(Paleo-channel)或残留河道(relict channel). 如果可以计算出裂点上、下游河段侵蚀速率, 最小下切深度与侵蚀速率之差的比值, 就是裂点年龄, 即裂点从其形成位置起溯源迁移至现今位置的时间. 裂点年龄, 经常被用于约束岩体加速隆升或河流快速下切的起始时间(Cyr等, 2010; Kirby和Whipple, 2012; Gallen等, 2013; Zhang等, 2017; Wang等, 2020).

3.5 裂点溯源迁移速率与隆升历史模拟

裂点所处位置记录了隆升速率发生变化的时间, 其下游的陡峭指数反应隆升速率. 因此, 获取裂点迁移速率是求解SPIM方程、模拟构造隆升历史的关键. 迄今为止, 关于利用SPIM方程解析反演隆升历史的研究都是基于线性假设(Fox等, 2014, 2015; Goren等, 2014a, 2021; Rudge等, 2015; Pedersen等, 2018).

Goren等(2014a)和Rudge等(2015)都采用特征线方法(the method of characteristics), 求解线性的SPIM方程. 笔者对他们的求解过程和相关参数的物理意义作简要说明. 假设: (1) 流域内基岩隆升速率在空间上是均匀的, 即 $U(t, x)=U(t)$; (2) 河流下切速率与河道坡度呈线性关系($n=1$), 那么水力侵蚀方程(公式(1))可以简化为

$$\frac{\partial z(t, x)}{\partial t} + KA^m \frac{\partial z(t, x)}{\partial x} = U(t), \quad (9)$$

方程中的空间变量 x 与时间变量 t 是相互独立的, 但在线性条件下, x 也可以指示瞬时信号(如裂点)的溯源迁移, 即 $x=x(t)$. 这实际上是由欧拉变量 x 转化为拉格朗日变量 $x=x(t)$. 注意: 这种操作方法只对线性方程成立(Royden和Perron, 2013). 于是, 方程(9)包含了两个特征方程:

$$dt = \frac{dx}{KA^m}, \quad (10)$$

$$dt = \frac{dz}{U(t)}, dz = U(t)dt. \quad (11)$$

于是, 求解偏微分方程(9)就转化为求解一阶常微分方程组(公式(10)和(11)). 由于 x 特指裂点的位置, 所以方程(10)可以表示裂点溯源迁移速率的水平分量(v_H)

$$v_H = dx/dt = KA^m. \quad (12)$$

对方程(10)两边积分, 可得

$$\begin{aligned} t &= \int_0^x \frac{1}{KA(x')^m} dx' + t_G \\ &= \frac{1}{KA_0^m} \int_0^x \left(\frac{A_0}{A(x')} \right)^m dx' + t_G, \end{aligned} \quad (13)$$

即 $t = \frac{1}{KA_0^m} \chi + t_G$.

公式(13)中等于号的右边的第一项, $\chi(x)/(KA_0^m)$, 表示裂点从河流出口形成之后溯源迁移至 x 位置的时间, 即通常所说的裂点年龄. 第二项, t_G 是方程(10)积分之后的常数项, 表示 t_G 时刻有裂点生成于出口. 所以, 公式(13)的物理意义可以表述为: 裂点在 t_G 时刻形成, 用了 $\chi(x)/(KA_0^m)$ 的时间才迁移至 x 位置. t_G 也就是Rudge等(2015)所说的Gilbert时间.

对方程(11)两边积分, 可得

$$z = \int_0^t U(t') dt' + z_G, \quad (14)$$

z_G 是方程(11)积分之后的常数项. 由于河流出口就是整条河流的高程基准面, 所以裂点形成之时, 其相对高程为0. 即当 $t=t_G, z=0$:

$$z_G = - \int_0^{t_G} U(t') dt'. \quad (15)$$

所以, 方程(14)可以表示为

$$\begin{aligned} z &= \int_0^t U(t') dt' - \int_0^{t_G} U(t') dt' \\ &= \int_{t_G}^t U(t') dt'. \end{aligned} \quad (16)$$

将公式(13)代入(16), 可得

$$z(t, x) = \int_{t - \frac{1}{KA_0^m} \chi(x)}^t U(t') dt'. \quad (17)$$

公式(17)就是线性SPIM方程(9)的解析解. 如果已

知区域的构造隆升历史, 可以根据公式(17)正演河道高程剖面的演化过程. 但一般情况下, 隆升历史是未知的, 而现今河道高程剖面是可以从地形数据中直接获取的. 从已知的河道高程剖面研究未知的构造隆升历史, 这个过程称为反演. 以现今为0时刻, 那么公式(17)可以简化为

$$\begin{aligned} z(0, x) &= \int_{-\frac{1}{KA_0^m \chi(x)}}^0 U(t) dt \\ &= \int_{-\frac{1}{KA_0^m \chi(x)}}^0 \frac{U(t)}{KA_0^m} d(KA_0^m t). \end{aligned} \quad (18)$$

很显然, 可以作与Goren等(2014a)相同的变量代换:

$$\begin{aligned} t^* &= KA_0^m t, \\ U^* &= U / (KA_0^m), \end{aligned} \quad (19)$$

t^* 单位与 χ 相同, U^* 是无量纲的隆升速率. 于是, 公式(18)可以简化为

$$z(0, x) = \int_{-\chi(x)}^0 U^*(t^*) dt^*. \quad (20)$$

由公式(20)可知, 将现今河道高程对 χ 值求导数, 就可以得到无量纲的隆升历史:

$$U^*(t^*) = dz / d\chi. \quad (21)$$

依据公式(19), 可以将 $U^*(t^*)$ 转化为有量纲的隆升历史 $U(t)$. 从公式(21)不难看出, 模拟隆升历史需要对流域河道的 χ 值区间进行分割, 取每一段的 χ -plot的斜率均值为 U^* . 我们依据Goren等(2014a), 对 χ 值区间进行等间隔划分, 通过设置不同的间隔值, 得到不同的隆升历史, 再通过公式(20)正演现今河道高程剖面, 与实际河道比较, 计算高程偏差, 以此确定合适的分割方法.

隆升历史反演流程见图1. 将河道高程剖面数据的存储路径输入函数MainLinearUp_MisFit.m中, 调用子函数LinearUp_MisFit.m, 计算不同 χ 值间隔下的高程偏差. 选择最小偏差对应的 χ 值间隔以及合适的模型参数(侵蚀系数 K 和面积指数 m), 利用函数linear_uplift_uniformChi.m, 就可以模拟流域的构造隆升历史. 在线性条件下, 根据3.1节校正的流域参考凹度值就是面积指数 m ; 侵蚀系数 K 可以用剥蚀速率与河道陡峭指数的比值(Goren等, 2014a; Wang等, 2020)或者线性回归

系数表示(Wang等, 2017a; Li等, 2020; Ma等, 2020).

需要指出的是, 很多研究发现, 河流侵蚀速率与河道坡度之间是非线性相关的(Ouimet等, 2009; Dibiase等, 2010; Lague, 2014; Harel等, 2016). 但是, 非线性条件下的裂点迁移过程复杂, 方程难以求解. Rosenbloom和Anderson(1994)假设: 某次地震活动或者气候变化(如气候干旱化造成河流的局部侵蚀基准面下降)产生裂点, 裂点的溯源侵蚀只造成其附近局部河段坡度突增, 而不显著改变其下游河道陡峭指数, 那么水力侵蚀方程中的隆升速率项可以删去, 裂点溯源迁移速率可以表示为: $KA^m S^{n-1}$. Kelin Whipple课题组研究发现, 在非线性的条件下, 坡折型裂点的溯源迁移速率受到裂点形成前、后的隆升速率影响; 他们指出, Rosenbloom的公式只适用于垂直阶梯型裂点, 并非构造成因的坡折型裂点(Whipple和Tucker, 1999; Niemann等, 2001). Royden和Perron (2013)通过理论推导发现, 在非线性的条件下, 隆升速率的改变, 不仅会产生坡折型裂点(由于裂点会消磨河道, 造成构造活动信息的部分丢失, 因此也被称为consuming knickpoint), 还会产生新的不含任何构造活动信息的河道(stretch zone). 非线性方程求解和隆升历史模拟的研究, 目前是不完备的(Goren等, 2021). 笔者与Liran Goren合作, 推导了非线性条件下的裂点溯源迁移速率公式和裂点保存条件, 提出了河道高程剖面正反演方法, 并结合数值模拟佐证了理论分析的准确性. 尽管如此, 我们都认为, 从理论分析到实际推广应用, 这中间还有很长的一段距离(Wang等, 2022).

鉴于这些困难, 应用线性模型似乎是无奈之举. 然而, 线性模型确有其合理之处, 而且也可以解决很多地质问题. 首先, 在SPIM方程中, 坡度指数 n 一般与河道侵蚀过程相关, 当河道极易被侵蚀(抗侵蚀能力弱)或者河道沉积物容易被搬运(如流域降雨充沛、容易发生洪水), 线性假设一般都会被满足(Snyder等, 2000; Kirby和Whipple, 2001; Wobus等, 2006; Ferrier等, 2013; Schwanghart和Scherler, 2020). 例如, 在青藏高原东缘龙门山, Kirby和Ouimet(2011)分别采用非线性和线性方法拟合流域千年尺度的侵蚀速率与河道陡峭指数, 发现二者的拟合优度基本相当, 非线性方法并无显著优势; 在喜马拉雅东构造结, 笔者发现该区域的百万年尺度的基岩剥露速率与河道陡峭系数之间满足极好的线性关系(Wang等, 2017a), 这可能是由于该区域

降雨量大、多洪水、坡度陡, 沉积物质很容易被搬运出河道。第二, 以线性模型为基础, 许多方法被提出来用于弱化噪声影响, 提取构造信号。在自然界, 河道岩性差异、巨砾崩塌、人工筑坝等诸多非构造因素都会影响河道纵剖面形态, 相对于我们关注的构造信号, 这些可以被称为非构造成因的噪声。相比于构造信号的传递规律, 这些噪声信号在空间上是随机分布的。在模拟隆升历史过程中, 构造信号选择越不充分或者噪声信号选择越多, 都会使得模拟的河道纵剖面高程越偏离实际值。一些研究, 如Goren等(2014a)和本文的函数集, 都是选择最小高程偏差对应的chi值间隔来模拟隆升历史; Mudd等(2014)逐节点分割河道chi-z并作线性回归, 以最大相关性对应的分割点作为裂点; Fox等(2015)基于贝叶斯统计框架, 将模拟河道与实际河道的高程偏差转化为后验概率, 利用马尔科夫链-蒙特卡罗(MCMC)方法, 以概率最大化为目标, 选择合适的分割节点来模拟隆升历史。关于Mudd、Fox等学者的方法的详述, 超出了本文的范畴, 读者可以参考相应的文献。

此外, 在水力侵蚀模型中, 坡度指数 n 通常被认为是常数。但是, Hilley等(2019)发现, 该指数会随着侵蚀速率的增加而变大。所以, 在活动造山带的地貌演化过程中, 随着构造隆升和侵蚀速率的增加, 速率与河道坡度(或陡峭指数)的关系很可能发生由线性到非线性的转变。所以, 即便现今观测到的是非线性情况, 但在地质历史时期也可能曾经存在线性过程。因此, 采用线性的方法进行模拟, 也能解决一些地质问题。例如, 地处美国盆岭省的Inyo山, Kirby和Whipple(2012)计算了流域千年尺度侵蚀速率和陡峭指数, 发现二者是呈非线性关系的; 然而Goren等(2014a)在线性假设下, 模拟了山脉的隆升历史, 并由此估算了山脉在约2.8Ma以来的剥露量, 符合低温热年代学的研究结果(Lee等, 2009)。此外, 许多学者利用线性方法模拟大陆(Rudge等, 2015)或者活动造山带(Fox等, 2014; Li等, 2020)的构造隆升历史, 都能与一些地质记录相符合。

4 案例研究

我们选择太原盆地北部相邻的两条流域, 西凌井河和泥屯河(图3a~3b), 为例来展示这组函数集的用法与结果。太原盆地处于汾河地堑的北段, 是山西地堑系

的重要组成部分(图3a)。太原盆地大致呈北东-南西走向延展, 主要为交城、太古两条正断层控制。交城断裂探槽开挖结果表明, 晚更新世以及全新世的地层被明显错断, 说明该断裂的活动性显著(谢新生等, 2008)。断层活动产生河流裂点, 其迁移过程也是河道对于构造活动的响应过程。我们在展示函数集实际功能的同时, 也尝试分析河流系统对正断活动的响应。

4.1 流域凹度校正

本文以 10^5m^2 为汇水面积的阈值, 提取流域内所有河道, 并根据一系列 θ 值(0.1~0.9)计算相应的chi-plot以及高程偏差。对西凌井河流域622条河道的计算结果如图4a~4d所示, 随着 θ 取不同的值, 在chi-plot图中, 干流河道相对于支流的位置也随之变化。例如, 当 $\theta=0.40$, 干流河道的chi-plot基本位于所有支流河道的最下方; 当 $\theta=0.50$, 干流大致处于中间位置; 当 $\theta=0.60$, 干流chi-plot位于绝大多数支流河道的上方。高程偏差最小值对应 $\theta=0.50$, 并向左右两侧大致呈对称分布(图4d)。

图4h显示, 尼屯河流域干支流chi-plot(共247条)高程偏差的最小值对应 $\theta=0.45$, 但高程偏差并没有呈现出如西凌井河流域那样的对称分布特征。当 θ 从0.1至0.3, 高程偏差缓慢降低; 而从0.3至0.35, 高程偏差出现断崖式陡降; 从0.35至0.45, 高程偏差又呈现缓慢降低的趋势, 并从0.45开始, 缓慢增长。图4e~4g也表明, 随着 θ 增大, 干流河道chi-plot由处于支流下方升至上方, 当 $\theta=0.45$, 干流河道基本位于中间位置。

所以, 尽管由于构造、岩性、气候或者侵蚀过程差异等因素, 不同河段凹度存在显著差别, 但就整个流域而言, 参考凹度大致在0.45~0.50, 与基岩河道的固有凹度一致。因此, 利用基岩河道水力侵蚀模型, 选择0.45作为参考凹度是合理的。

4.2 干流河道高程剖面分析

我们选择流域内最长的河流作为干流。首先利用RiverProInfo.m函数, 读取河道节点的高程、汇水面积、溯源距离等, 并计算节点chi值。然后利用函数RiverProAnalysis.m, 分析高程剖面数据, 图示河流长度-汇水面积、长度-坡度、面积-坡度(图5)和长度-高程、chi-plot(图6), 并利用Durbin-Watson方法对chi-plot进行检验(图7)。

在计算坡度时, 分别以100m和20m为水平距离平

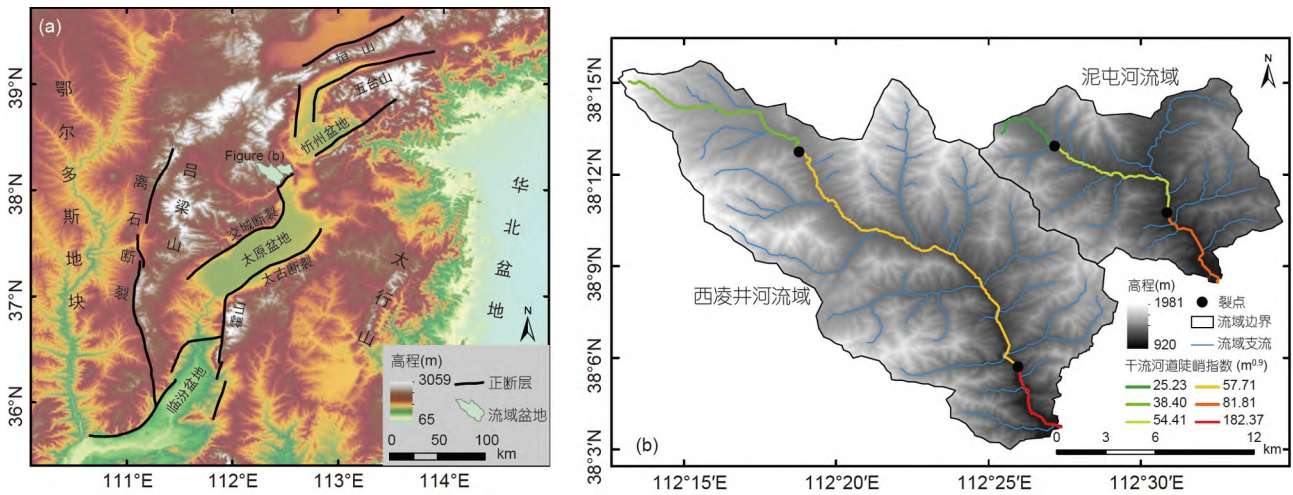


图3 研究区地理位置

(a) 山西地塬地貌特征与主要控盆断裂(断裂资料来自1:50万地质资料数据库<http://geocloud.cgs.gov.cn/#/portal/home>); (b) 凌井河与泥屯河流域水系与干流裂点、陡峭指数分布

滑窗口和高程重采样间隔. 以凌井河干流河道的坡度-面积对数图(图5c)为例, 当汇水面积小于 10^5m^2 , 坡度正切值基本保持在 $0.5^\circ\sim 0.6^\circ$ (坡度 $25^\circ\sim 30^\circ$), 这恰好是坡面崩积过程与流水侵蚀过程的临界坡度(Ouimet等, 2009). 如图5f所示, 泥屯河也呈现相似的特征. 所以, 本文以 10^5m^2 作为河道汇水面积的阈值, 是合理的.

图5b显示了凌井河干流河道坡度随溯源距离的变化. 在距离出山口5km范围内, 河道坡度在正切值 $0.01^\circ\sim 0.1^\circ$ (坡度 $1^\circ\sim 6^\circ$)之间变化, 说明河道呈现出陡-平相间分布的样式. 在5~30km的范围内, 坡度正切值基本保持在0.01上下(坡度约 1°). 当溯源距离超过30km, 坡度开始呈现增长的趋势; 尤其是超过36km, 随着距离分水岭越近, 河道坡度的增长趋势更为显著, 由0.05突增至0.5(坡度由 $3^\circ\sim 4^\circ$ 陡变为 $25^\circ\sim 30^\circ$). 泥屯河干流河道的坡度也显示出类似的变化特征. 如图5e所示, 从出山口溯源至约8km的位置, 河道坡度呈现波动起伏; 8~17km之间的河段, 坡度正切值基本保持在 $0.01^\circ\sim 0.02^\circ$ (坡度 $<2^\circ$)之间; 17km至分水岭, 河道坡度快速增至 20° 以上(正切值不低于0.4).

稳态河道的坡度随汇水面积增大而降低, 河道高程剖面因此也呈光滑的上凹形态. 然而, 受到构造活动影响, 断层附近河段的坡度会显著增加, 河道形态由凹变凸. 顺着河流流向, 坡度开始变陡的地方称为裂点. 如图6a所示的西凌井河干流河道, 高程从分水岭开始迅速降低, 河道呈现下凹形态. 然而, 在约26km

的位置, 原本趋于平缓的河道开始变陡, 开始呈现上凸的形态, 我们选择该位置为裂点(高程约1360m). 最为明显的是20~5km的河段, 河道长度和高程近似为一条直线, 说明坡度几乎一致, 没有下降. 在约5km的位置, 河道变得更陡, 我们也选择该位置为裂点(高程约1080m). 我们以0.45为参考凹度, 计算河道的chi值-高程剖面图(图6b), 并以选择的裂点为节点, 计算着三段河道的陡峭指数, 分别为 $182\text{m}^{0.9}$ (第二期裂点以下河段)、 $58\text{m}^{0.9}$ (两期裂点之间)和 $38\text{m}^{0.9}$ (第一期裂点上游河段). 同理, 我们在尼屯河干流河道也识别了两期裂点(约1100m、1300m), 各河段陡峭指数分别为 $82\text{m}^{0.9}$ 、 $54\text{m}^{0.9}$ 和 $25\text{m}^{0.9}$ (图6c~6d).

通常情况下, 岩性差异造成的裂点, 坡度或者河道陡峭指数只在裂点附近的局部河段发生突变. 而图6所示, 裂点上、下游河段的坡度和陡峭指数都发生显著改变, 这些裂点属于坡折型裂点, 一般与构造活动相关. 需要指出的是, 图2所描述的是坡折型和垂直阶梯型裂点的示意图. 一般而言, 在chi-plot上, 只要发现裂点上、下游河段的陡峭指数发生明显改变, 就认为是坡折型裂点; 垂直阶梯型裂点, 顾名思义, 裂点两侧的河道近乎垂直, 但通常不会显著影响河道的整体趋势(Kirby和Whipple, 2012). 如图6a所示, 在第二期坡折型裂点的下游河段, 可以发现至少两处这样的裂点, 但并没有显著影响坡折型裂点到河流出山口这一段河道的陡峭指数(图6b). 当构造活动强度增加时, 砾石崩

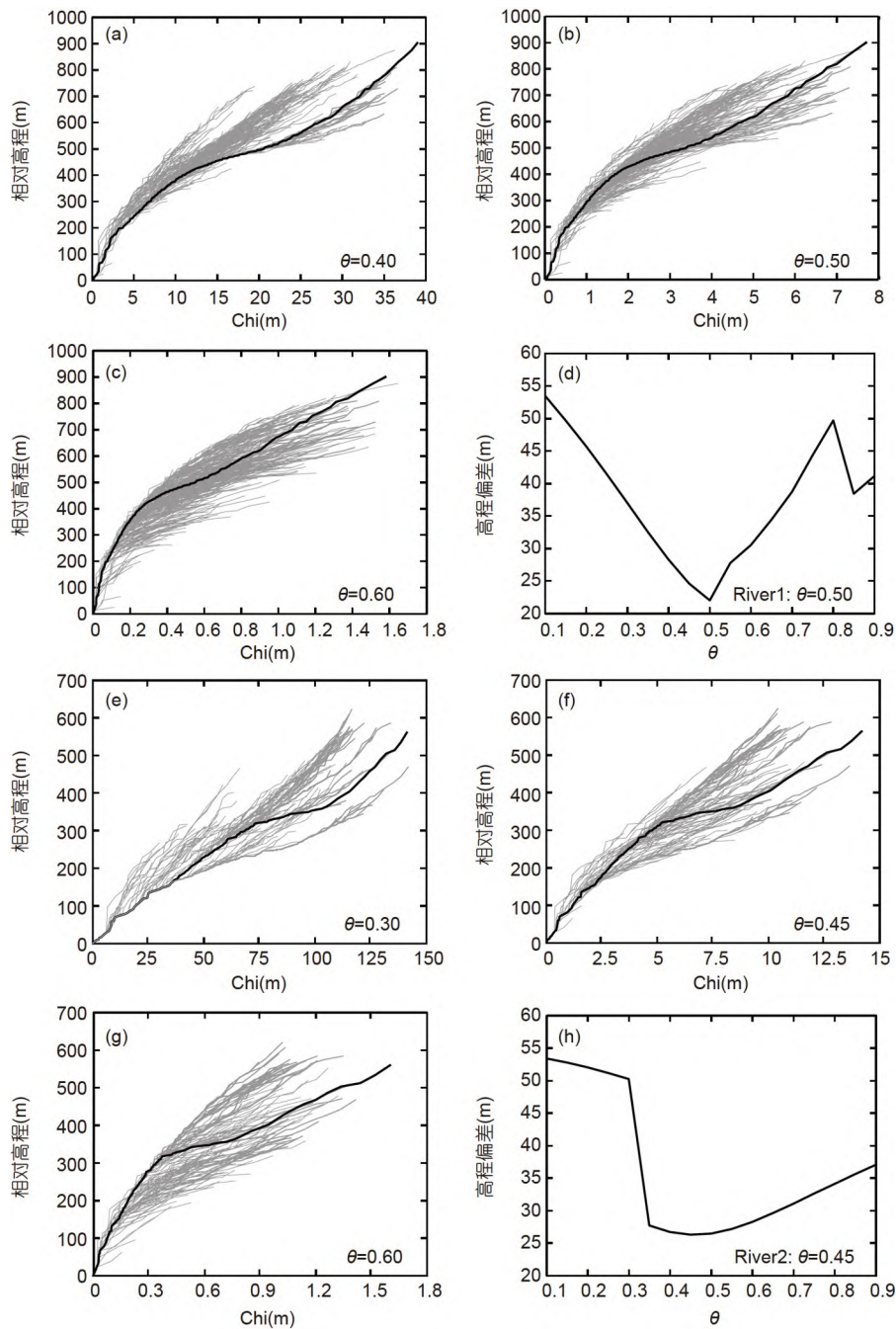


图 4 利用chi-plot共线性方法校正凹度

(a)~(c) 凹度在0.4、0.5和0.6时,西凌井河流域所有河道chi-plot; (d) 西凌井河流域,不同凹度下支流chi-plot与干流的高程偏差; (e)~(g) 凹度在0.3、0.45和0.6时,泥屯河流域所有河道chi-plot; (h) 泥屯河流域,不同凹度下支流chi-plot与干流的高程偏差

塌、山体滑坡等灾害发生频率也增加,很容易阻塞或部分阻塞河道,形成小型瀑布、叠水(Kirby等, 2003);同时,河流下切能力增强,节理或破裂密度、岩石抗侵蚀能力以及侵蚀机制的差异对侵蚀速率的影响也会增

加(Berlin和Anderson, 2007). 因此,在坡折型裂点下游河段或者紧跟着裂点的部位,一般都会存在一些垂直阶梯型裂点(Scheingross和Lamb, 2017).

断层两侧的岩体,由于构造活动强度的差异,河道

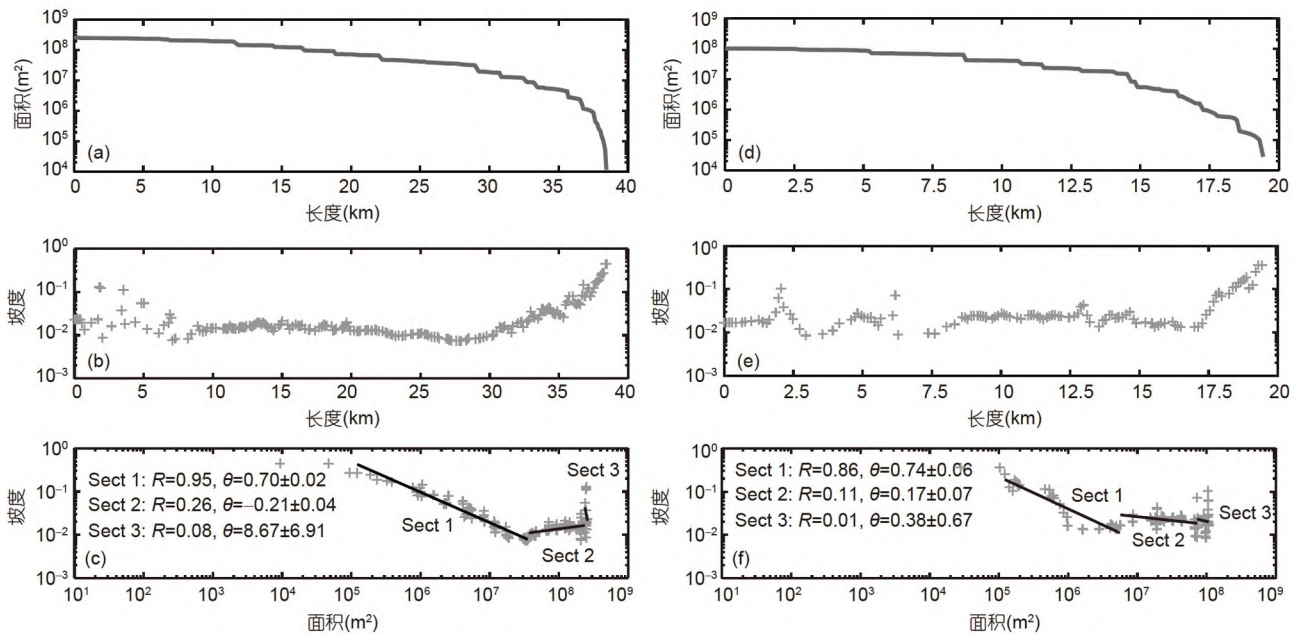


图5 干河道节点溯源距离、汇水面积与坡度数据

(a)~(c) 分别为西凌井河干流的河长-面积、河长-坡度和坡度-面积图; (d)~(f) 为泥屯河的相关结果; 以图3a和3c中识别的裂点为间隔, 对坡度-面积对数图进行线性回归, 回归线如图(c)和(f). R 为相关系数

侵蚀能力也会存在差别, 这种情况下也容易产生坡折型裂点, 但这种成因的裂点的空间位置基本会固定于断层迹线, 而不会发生迁移(Wobus等, 2006). 流经活动造山带的河流, 山体隆升速率的突然增加, 会导致河流在出山口位置产生裂点, 这种裂点是坡折型的, 并且会溯源迁移; 这种成因的裂点, 其最显著的标志是同一期构造活动产生的裂点具有相似的高程(Niemann等, 2001; Cyr等, 2010; Goren等, 2014a; Wang等, 2020). 显然, 我们在两条主河道上识别的裂点是符合这种特征的. 所以, 尽管不能完全排除岩性等因素对河道发育的影响, 但这些裂点更有可能代表了两期构造活动.

我们选择河道坡度开始变陡的部位作为裂点, 这并不意味着两个裂点之间的河段的chi-plot是一条直线. 尽管各个河段chi-plot线性拟合的相关系数非常高($R \approx 1$), 但实际上大多数河段的chi-plot是弯曲的而非一条直线, 如西凌井河的Sect 1和2(图6b). 我们利用公式(6)~(8), 对chi-plot进行检验. 如图7a所示, 对于西凌井河, 只有Sect 3的陡峭指数在检验前后基本不发生变化, 而其余两条河段的系数值变化显著. 尤其是Sect 2, 不仅陡峭指数从 $58\text{m}^{0.9}$ 变为 $16\text{m}^{0.9}$, 相关系数也从1突降为0.14. 尼屯河各河段的陡峭指数, 在检验前后也发

生变化, 但变化幅度不如西凌井河显著. 只有检验前后的相关系数和陡峭指数不发生显著改变, 对chi-plot的拟合才是有效的. 注意, 这不是说我们识别的裂点是无效的; 而是需要对chi-plot进一步分割, 确保参与回归的河段的chi-plot近似为直线段(如裂点上游古河道投影), 或者按照一定的距离间隔, 直接计算局部河段的陡峭指数.

4.3 流域分水岭稳定性分析

同一流域内的所有河道共用一个出山口, 即同一个高程基准面, 所以可以通过chi值平面图分析流域内部次级流域之间分水岭的稳定性. 如图8a所示, 西凌井河流域内部, 各相邻支流源头的chi值基本不存在显著差异, 说明目前流域内部支流分水岭并未发生明显的迁移. 泥屯河流域也基本如此.

不过, 不同流域的出水口并不一定处于相同的高程基准面上, 所以难以用chi值差异判别流域间分水岭稳定性. 我们以西凌井河与泥屯河这两条流域之间的分水岭为例(图8a中白色线条), 计算分水岭两侧支流源头的坡度和局部地形起伏(以2km为半径), 并绘制统计直方图(图8b~8c). 结果表明, 西凌井河流域一侧的

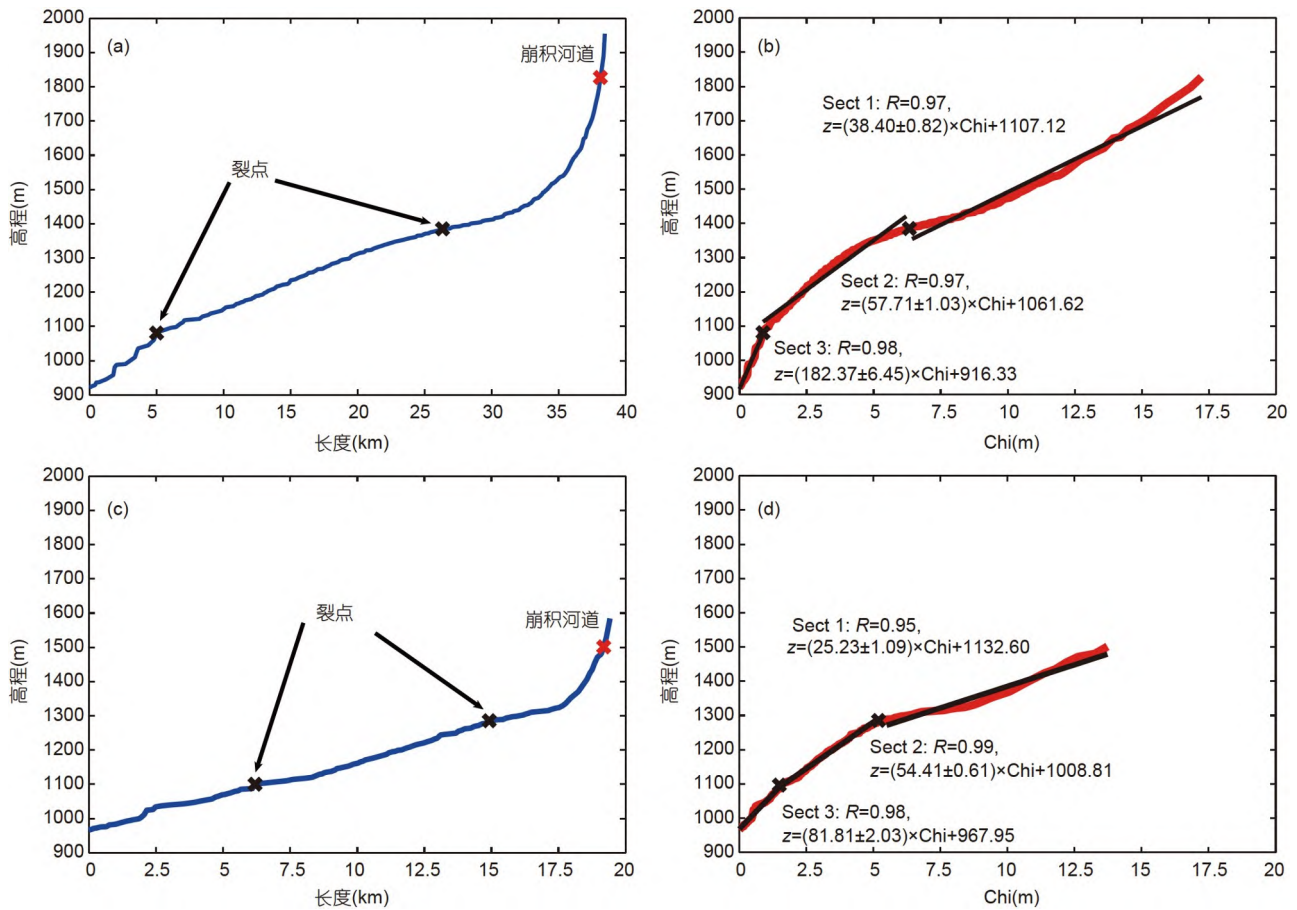


图 6 干流河道高程剖面图和chi-plot

(a), (b) 分别为西凌井河干流河道高程剖面图和chi-plot; (c), (d) 为泥屯河结果; (b)和(d)中红线为chi-plot, 黑线为以裂点为间隔对chi-plot分段拟合的结果

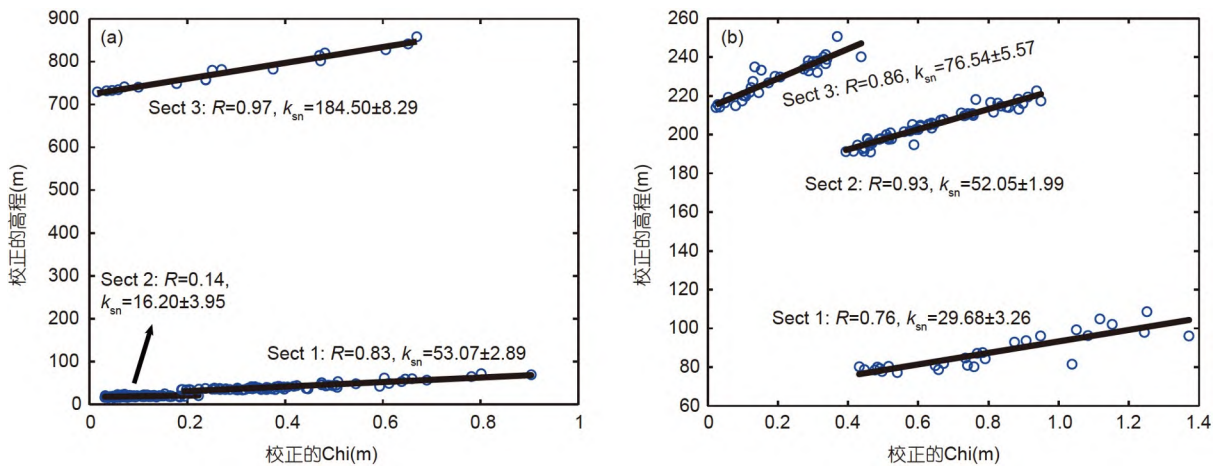


图 7 积分法的Durbin-Watson检验

(a) 西凌井河各河段检验结果; (b) 泥屯河检验结果. 横纵坐标分别为公式(8)中的 χ_i' 和 z_i'

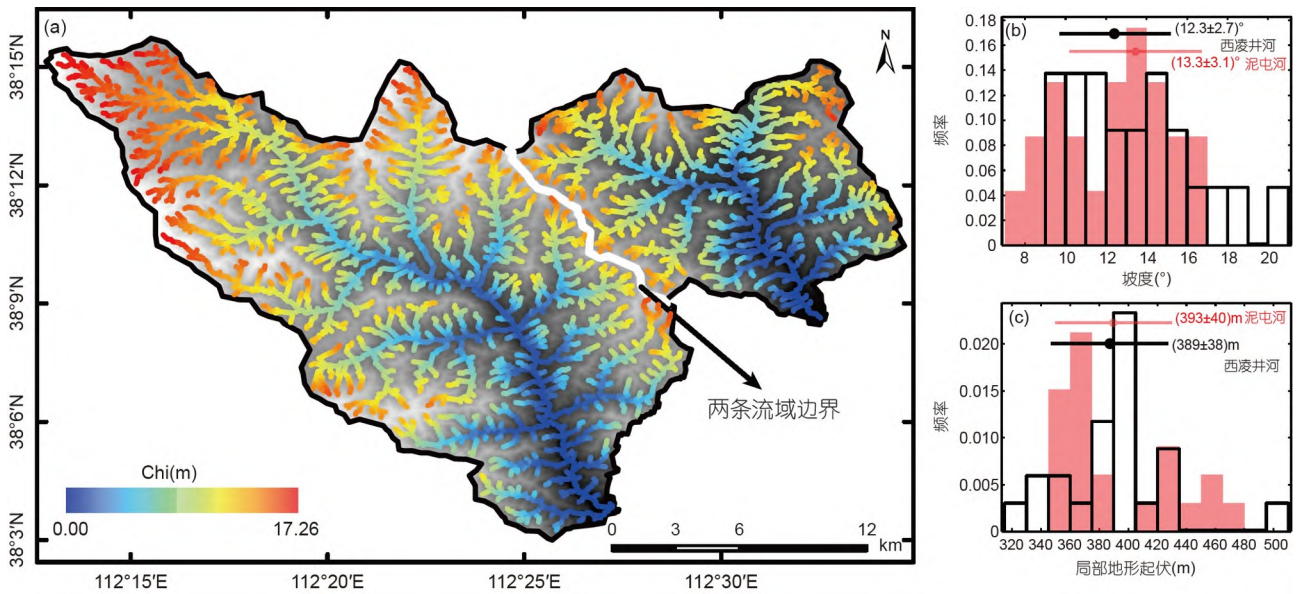


图8 流域边界稳定性分析

(a) 流域chi值平面图; (b) 流域间分水岭(如图a中白色线条所示的流域边界)两侧的河流源头的坡度统计直方图; (c) 流域间分水岭两侧河流源头局部地形起伏统计直方图

河道源头的坡度均值落在尼屯河一侧河道源头坡度均值加减一个标准差的区间内, 反之亦然, 局部地形起伏也存在相同情况. 这说明, 分水岭两侧地貌参数的分布范围、均值和标准差基本相当, 不存在明显差别. 所以, 这两条流域之间的分水岭也处于稳定状态.

Forte和Whipple(2018)指出, 以chi值作为指标可以判别分水岭在未来是否会发生迁移, 而分水岭两侧坡度和地形起伏的差异更能显示分水岭现今的状态. 所以, 未来流域内部次级分水岭应该是稳定的; 而在现今, 两条流域之间也没有发生大规模分水岭迁移和水系袭夺的可能. 并且, 同期构造活动形成的裂点, 在不同流域具有相似的高程; 这表明, 从裂点形成之时到现在的这段时间域内, 即使发生过水系袭夺与重组, 也没有对裂点的迁移过程产生显著的影响. 所以, 综合分析chi值、坡度、地形起伏与裂点分布特征, 我们认为分水岭迁移对研究区水系演化的影响是有限的.

4.4 裂点上游的古河道投影

如图6b和6d所示, 线性拟合第一期裂点上游河段, 其截距都是古河道投影到现今河流流出山口的高程, 分别是1107m(西凌井河)和1132m(尼屯河). 但是, 该河段的chi-plot明显是弯曲的, 统计检验前后, 陡峭系数值

发生显著改变. 例如西凌井河, 直接拟合chi-plot的斜率(陡峭指数)是 $38.4\text{m}^{0.9}$, 而利用Durbin-Watson方法得到的结果是 $53.1\text{m}^{0.9}$. 尼屯河的变化幅度较小, 由 $25.3\text{m}^{0.9}$, 变为 $29.7\text{m}^{0.9}$. 所以, 直接拟合裂点上游河段是不合适的.

对此, 一般选择裂点上游相对平缓的一段河道作为残留的古河道(Kirby和Whipple, 2012). 如图9, 在chi-plot上面选择相对平缓的一段进行拟合(图9中的sect 2), 回归方程的截距即投影高程, 分别为1254m(西凌井河)和1220m(尼屯河). 那么, 第一期裂点在溯源迁移过程中, 产生的最小下切量分别为 $1254-922=332\text{m}$ 和 $1220-966=254\text{m}$. 因此, 这一期裂点在溯源迁移过程中, 河道被裂点下切侵蚀了至少250~330m.

第一期裂点上游河段, 其坡度-面积对数图也表现了良好的线性关系(图5c和5f), 这是河段处于稳态的重要特征(当然, 这里所说的稳态, 是指该河段的侵蚀速率与第一期裂点出现之前的区域隆升速率相平衡). 而第一期裂点以下河段, 尽管chi-plot图也表现出良好的分段线性特征, 但由于构造隆升加速的影响, 坡度增加且变化增大, 坡度-面积对数图的线性关系不显著, 这些河道受后期构造的影响十分明显, 难以将这样的河道作为“古河道”. 所以, 一般而言, 古河道投影针对

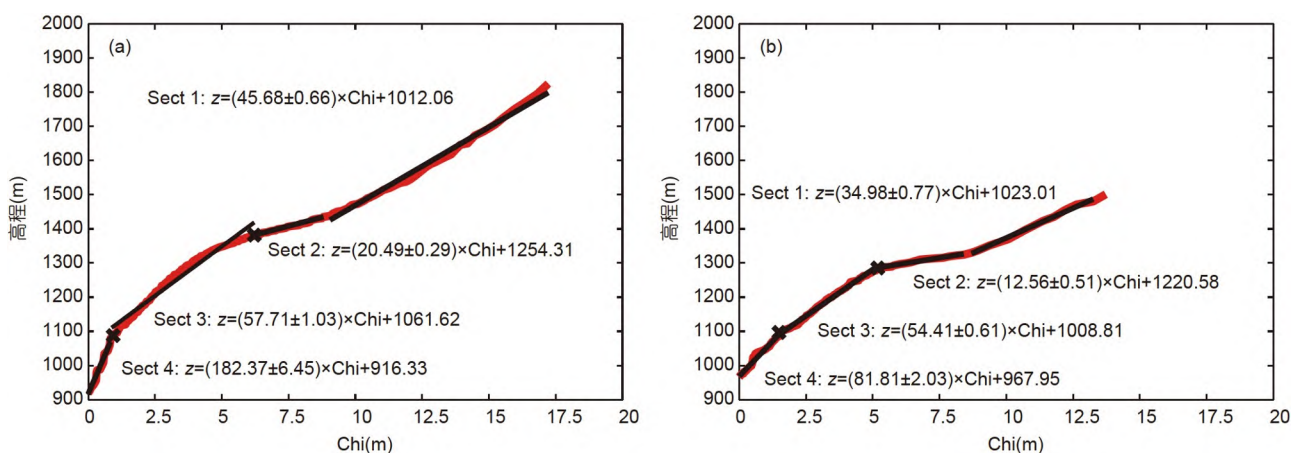


图9 古河道面投影

(a) 以西凌井河干流第一期裂点上游一段平缓河道(Sect 2)为残留古河道, 拟合其chi-plot, 则截距为投影到河流出口的高程; (b) 泥屯河残留古河道投影结果

的是早期裂点上游平缓河道; 而对于其下游河道, 需要计算局部河段陡峭指数和模拟隆升历史(Goren等, 2021).

4.5 局部河道陡峭指数与流域隆升历史模拟

以2km为水平距离间隔, 计算局部河道陡峭指数, 得到其空间分布特征(图10a)与统计直方图(图10b~10c). 图10a表明, 裂点以下河段的陡峭指数普遍高于其上游河段, 高陡峭指数(>100m^{0.9})的河段基本位于第二期裂点下游, 尤其是距离断层越近, 靠近出口的位置. 这与干流河道高程剖面分析的结果基本一致. 虽然两条流域陡峭指数的极大值存在差异, 但绝大多数河段的指数在30~70m^{0.9}之间, 且主要分布在两期裂点之间(图10a). 平缓河段(陡峭指数<30m^{0.9})基本分布在流域上游. 河道陡峭指数与距山前断层远近表现出显著的正相关, 表明区域构造活动控制了河道演化与现今特征. 所以, 我们可以模拟流域构造隆升历史.

模拟隆升历史需要对河道的chi-plot进行微分, 而这首先需要选择合适的chi值间隔. 我们选择一系列间隔(0.1~10m), 分割所有河道的chi-plot, 以每个分段chi-plot斜率的均值作为这个分段的U*, 借助公式(20)正演得到平均的河道chi-plot, 计算其与实际所有河道chi-plot的高程偏差, 选择最低偏差对应的chi值间隔. 图11a显示了凌井河流域, 不同chi值间隔对应的高程偏差, 当间隔值取1.0m, 高程偏差最低. 图11b中的黑色粗线是该间隔值对应的chi-plot正演结果, 图11c是根据

公式(21)进行微分运算得到的无维度的隆升历史.

根据无维度的隆升历史计算U(t)需要估算侵蚀系数K. 由于缺少研究区的隆升或侵蚀速率, 难以直接约束区域侵蚀系数. 笔者及所在课题组对中国构造活跃地带(如青藏高原东缘龙门山、秦岭北缘、河套盆地北缘大青山等)的研究发现, 尽管这些区域的地理位置、气候和构造背景、岩性特征等差异显著, 但是可以用线性关系来近似表示流域平均陡峭指数对侵蚀速率的响应, 并且由此得到的侵蚀系数普遍在1×10⁻⁶~2×10⁻⁶m^{0.1}a⁻¹(Li等, 2020; Ma等, 2020; Wang等, 2020). 所以, 我们推测, 研究区的侵蚀系数也大致处于这个范围. 本文选用K=(1.5±0.5)×10⁻⁶m^{0.1}a⁻¹, 模拟结果如图9d. 泥屯河的模拟过程与结果如图9e~9h(最佳chi值间隔是1.3m).

西凌井河流域的模拟结果表明, 中中新世至上新世中期(约4Ma), 速率一直保持在0.05~0.08mm a⁻¹左右; 4Ma以来, 速率缓慢增加, 在第四纪中晚期(0.5~1.0Ma)达到0.10~0.15mm a⁻¹; 随后, 隆升速率突增到0.20~0.37mm a⁻¹. 需要说明的是, 我们模拟的隆升速率其实是根据河段陡峭指数计算的. 尽管陡峭指数是对河道汇水面积归一化的结果, 但实际上, 汇水面积的差异会造成河道径流与侵蚀能力的变化; 所以, 即使断层滑动速率相同, 而汇水面积的差异也会造成陡峭指数的变化, 进而在隆升历史模拟结果中体现出来. 例如, 泥屯河的流域面积小于西凌井河, 模拟得到的隆升速率也偏低. 所以, 在很多案例中, 对于同一断

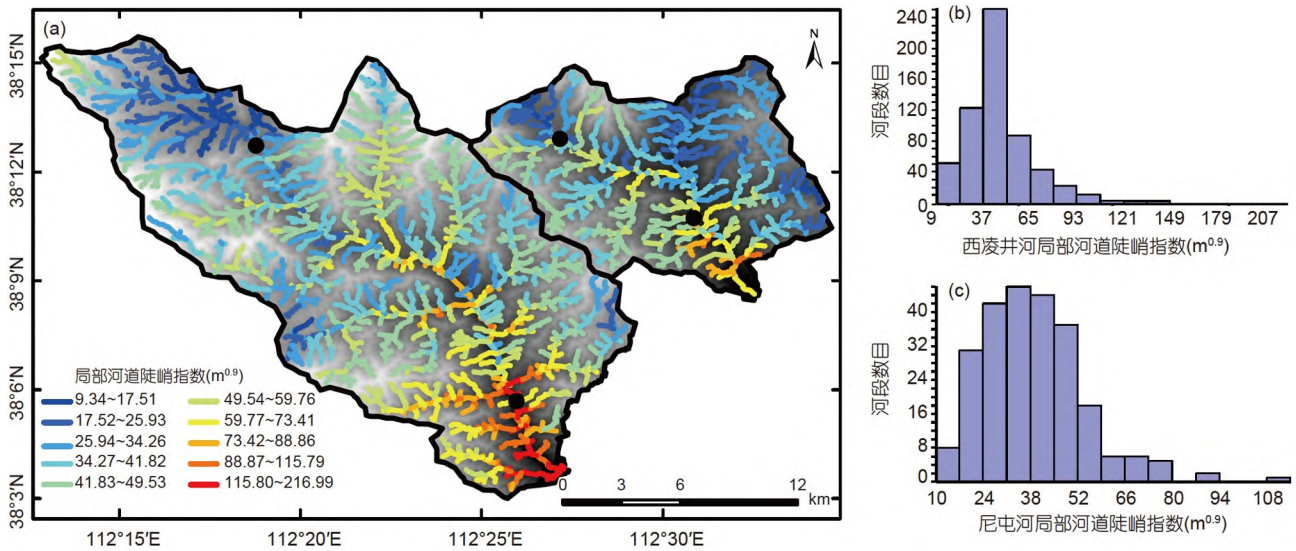


图10 流域局部河道陡峭指数

(a) 以2km为水平距离间隔的河段陡峭指数平面图; (b)-(c) 分别为西凌井河和泥屯河流域陡峭指数统计直方图

层或断层运动特征相似的某一段, 都是把与断层相交的所有流域集合起来一起模拟的, 这样得到的均值更为可靠(如Goren等, 2014a; Li等, 2020; Gallen和Fernández-Blanco, 2021). 尽管本文不同流域的河道陡峭指数存在差异, 但模拟得到的隆升速率的变化趋势基本一致, 都是在上新世中期开始缓慢隆升, 在第四纪晚期突然增速. 此外, 两条干流的裂点高程大致相当, 这些都可以说明, 流域是响应相同的构造抬升的. 通过对比隆升历史(图11c~11d, 11g~11h)与河道高程剖面(图6a, 6c), 可以发现上新世开始抬升的时间节点大致对应于约1300m的那期裂点, 而第四纪中晚期隆升速率突增的时间节点大致对应于约1100m的一期裂点. 上新世-晚第四纪之间, 构造隆升速率处于递增状态, 所以两期裂点之间的河道并没有呈现出下凹形态(图6a, 6c).

5 讨论

本研究利用RiverProAnalysis函数集分析了太原盆地北部西凌井河与泥屯河两条瞬态流域, 显示了该函数集在分析地貌特征、提取构造活动信息等方面的功能. 目前对山西地堑控盆断裂百万年尺度的活动历史与地堑系统发展过程的研究较少. 前人研究表明, 山西地堑系南北部新生代沉积起始时间存在显著差别, 南部如运城盆地的沉积起始时间与渭河地堑大致

相当, 都是始于始新世早期(Xu等, 1993; Li等, 1998), 而北部如临汾盆地、太原盆地等沉积始于晚第三纪(Bellier等, 1988). 近期, 热历史模拟揭示了霍山(位置见图3)的快速剥露起始于约8Ma(Su等, 2021); 苏鹏(2019)对临汾盆地钻孔开展沉积物的埋藏测年研究, 发现钻孔内新生代沉积物埋藏年龄最早为(5.8±0.6)Ma. Clinkscales等(2021)指出, 山西地堑北部剥露量有限, 低温热年代学的年龄-高程剖面不能直接揭示晚中新世以来的构造隆升历史, 而热历史模拟的结果也可能存在偏差. 但是, 青藏高原东北缘在8~10Ma发生快速隆升并向外扩展(Zheng等, 2006, 2010), 山西地堑北部的盆地沉降和山体剥露被认为是对这一事件的响应(Clinkscales等, 2021; Su等, 2021). 所以, 这些盆地沉降的起始时间, 不会早于8Ma. 而钻孔资料的结果, 说明盆地沉降应该发生于(5.8±0.6)Ma之前. 所以, 综合而言, 山西地堑北部临汾盆地沉降的起始时间, 大致应该在5~8Ma之间.

Bellier等(1988)研究发现, 山西地堑系北部盆地沉降的起始时间大致相当. 我们认为, 太原盆地的沉降, 也始于约5~8Ma. 那么, 控盆断裂(如太古断裂、交城断裂等)正断活动的起始时间, 也应该大致处于这个时间段. 正断活动一方面造成山体隆升, 水系发育, 同时也导致盆地沉降, 进而发育新生代沉积. 如果假设他们之间并不存在明显的时间滞后, 那么河流记录的山体

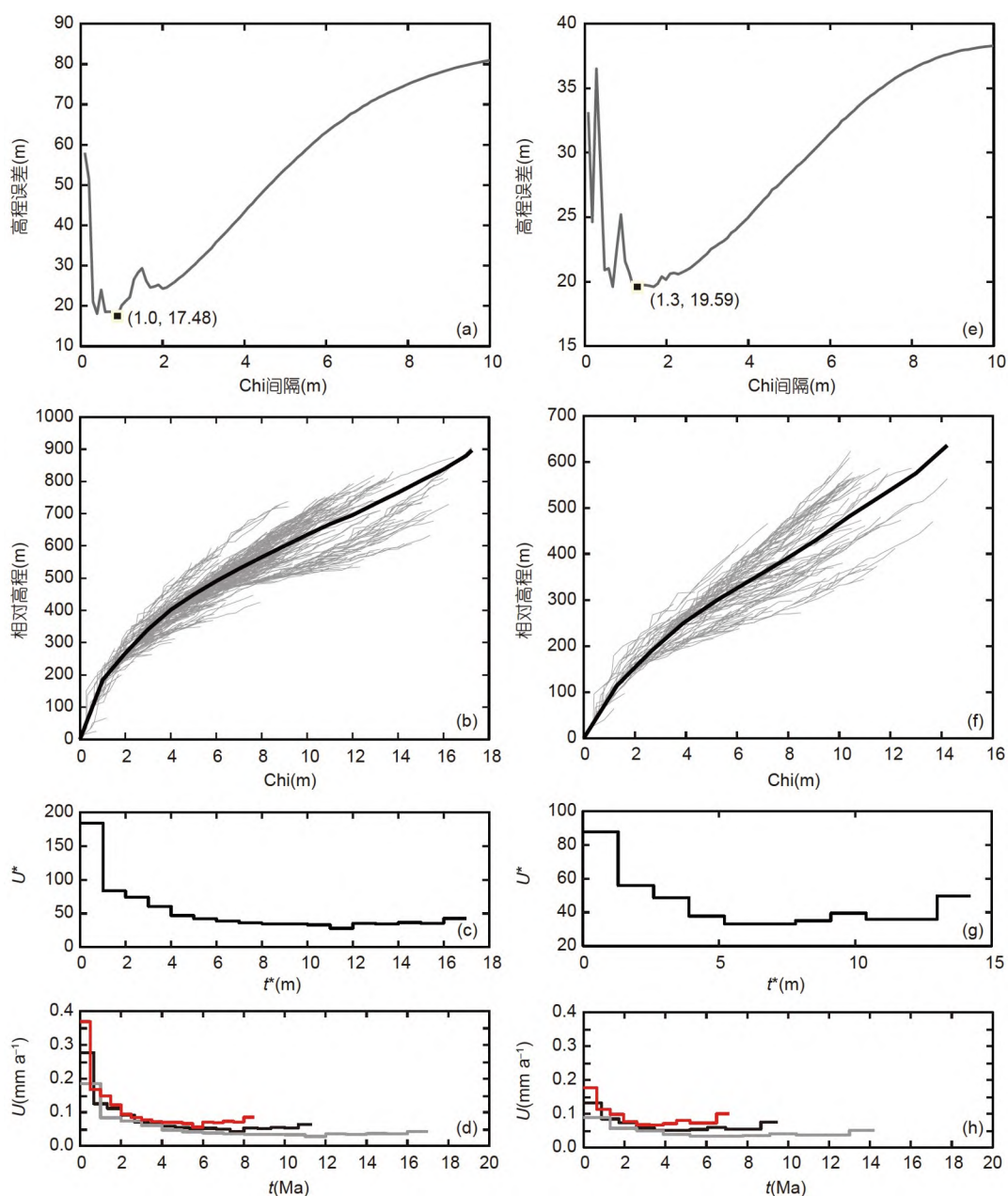


图 11 流域隆升历史模拟

(a) 西凌井河流域: 不同chi值间隔下正演河道chi-plot与实际河道的高程偏差; (b) 西凌井河干支流chi-plot(灰色线)及以1.0m为chi值间隔的正演河道(黑色粗线); (c) 无维度隆升历史, 其中的 t^* 就是图b中的Chi值; (d) 根据不同K值模拟的隆升历史: $K=2 \times 10^{-6} \text{ m}^{0.1} \text{ a}^{-1}$ (红色), $K=1.5 \times 10^{-6} \text{ m}^{0.1} \text{ a}^{-1}$ (黑色), $K=1 \times 10^{-6} \text{ m}^{0.1} \text{ a}^{-1}$ (灰色). (e)~(h) 尼屯河流域隆升历史模拟, 各个图的意义同(a)~(d)

隆升(正断活动)历史的时间尺度, 应该不会早于晚中新世. 所以, 就模拟结果的时间尺度而言, 由侵蚀系数 $K=2 \times 10^{-6} \text{ m}^{0.1} \text{ a}^{-1}$ 得到的隆升历史(最长时间尺度 6~8Ma)应该是合理的.

虽然山体隆升速率与盆地沉积速率在数值上不能

直接比较, 但是盆地沉积速率的增加也可以间接表明断层活动和山体隆升的加速. 临汾盆地钻孔资料表明, 盆地沉积初期(4~6Ma), 其沉积速率 $0.05 \sim 0.06 \text{ mm a}^{-1}$; 第四纪中期到上新世中期(1~4Ma)之间, 平均沉积速率增加到约 0.17 mm a^{-1} (苏鹏, 2019). 虽然临汾盆地钻

孔样点与本文研究区相距较远, 但盆地沉积速率变化的趋势与模拟的山体隆升速率的变化趋势大致相当。此外, 盆地早期沉积速率与河流模拟的这一时段内山体隆升速率结果极为吻合。所以, 河道高程剖面分析与隆升历史模拟的结果可以与盆地沉积记录相印证, 可以反映区域正断活动和山体隆升的相关信息。

由于本函数集是基于水力侵蚀方程解析解的研究结果, 所以并未对数值方法(如地貌演化模拟)作过多介绍。此外, 本文重点是介绍函数集的功能、用法与结果分析, 所以对相关原理和方法的叙述比较简略, 读者如对这些内容感兴趣, 可参考所引用的文献。为了方便读者使用本研究的函数集, 我们已将函数代码与操作手册上传至网络版附录中。

6 结论

本研究基于Matlab平台编写的RiverProAnalysis函数集, 集成了流域凹度校正、河道高程剖面分析(坡度-面积分析法、积分法和统计检验)、流域分水岭稳定性判别和隆升历史模拟等多种功能。选择山西太原盆地北部的西凌井河和尼屯河流域作为案例, 首先校正流域参考凹度, 对干流河道的坡度-面积图和高程剖面等进行详细分析, 识别了两期显著的裂点, 为构造成因的移动坡折型裂点; 然后, 基于参考凹度计算流域chi值图, 比较流域内部和流域之间分水岭两侧chi值、坡度和地形起伏等地貌参数, 推断这些分水岭基本处于稳定状态。在此基础上, 我们认为研究区受构造隆升加速的影响, 流域处于瞬态, 但是流域边界基本保持稳定, 可以进行古河道投影和隆升历史模拟。选择第一期裂点上游的平缓河段, 利用其chi-plot的线性拟合投影古河道, 估算裂点下切量; 并且, 我们提取流域内所有河道, 基于线性模型, 模拟了流域自晚中新世以来的构造隆升历史。

致谢 王一舟于2015~2016年在美国俄勒冈州立大学访学期间, 跟随Eric Kirby教授学习水力侵蚀模型的基本理论与方法; 以色列本古里恩大学Liran Goren副教授, 多次在裂点溯源迁移模型、水力侵蚀方程求解和隆升历史模拟等前沿研究方面, 给予大量的建议和无私的指导, 并协助修改程序, 使免于走过多的弯路; 在学习研究过程中, 还有幸得到Matthew Fox博士(伦敦大学学院)、Eitan She-

lef博士(匹兹堡大学)和George Hilley教授(斯坦福大学)等多位名家的指点, 获益匪浅。两位审稿专家以及编委老师的意见, 对文章的改进与提升大有裨益。笔者真诚地感谢他们的帮助。

参考文献

- 胡小飞, 潘保田, Kirby E, 李清洋, 耿豪鹏, 陈吉峰. 2010. 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, 55: 2329-2338
- 李琼, 秦冰雪, 潘保田. 2020. 祁连山北部基岩河道宽度对构造和岩性的响应. 第四纪研究, 40: 132-147
- 潘保田, 蔡顺, 耿豪鹏. 2021. 山体隆升历史与地貌演化过程的数值模拟约束——以青藏高原东北缘河西走廊中段的周边年轻上升山地为例. 中国科学: 地球科学, 51: 523-536
- 苏鹏. 2019. 多尺度地貌面形成过程与构造作用. 博士学位论文. 北京: 中国地震局地质研究所. 37-90
- 谢新生, 江娃利, 孙昌斌, 闫成国, 冯西英. 2008. 山西交城断裂带多个大探槽全新世古地震活动对比研究. 地震地质, 30: 412-430
- 张会平, 樊祺诚, 张培震. 2011. 河流裂点的发育及其溯源迁移: 以鸭绿江-望天鹅火山区为例. 中国科学: 地球科学, 41: 1627-1635
- Bellier O, Mercier J L, Vergely P, Long C, Ning C. 1988. Evolution sedimentaire et tectonique du graben cenozoique de la Wei He (Province du Shaanxi, Chine du Nord). *Bull de la Société Géologique de France*, 4: 979-994
- Berlin M M, Anderson R S. 2007. Modeling of knickpoint retreat on the roan plateau, Western Colorado. *J Geophys Res*, 112: F03S06
- Clinkscales C, Kapp P, Thomson S, Wang H, Laskowski A, Orme D A, Pullen A. 2021. Regional exhumation and tectonic history of the Shanxi Rift and Taihangshan, North China. *Tectonics*, 40: e2020TC006416
- Cyr A J, Granger D E, Olivetti V, Molin P. 2010. Quantifying rock uplift rates using channel steepness and cosmogenic nuclide-determined erosion rates: Examples from northern and southern Italy. *Lithosphere*, 2: 188-198
- DiBiase R A, Whipple K X, Heimsath A M, Ouimet W B. 2010. Landscape form and millennial erosion rates in the San Gabriel Mountains, CA. *Earth Planet Sci Lett*, 289: 134-144
- Durbin J, Watson G S. 1950. Testing for Serial Correlation in Least Squares Regression: I. *Biometrika*, 37: 409-428
- Duvall A, Kirby E, Burbank D. 2004. Tectonic and lithologic controls on bedrock channel profiles and processes in coastal California. *J Geophys Res*, 109: F03002
- Ferrier K L, Huppert K L, Perron J T. 2013. Climatic control of bedrock

- river incision. *Nature*, 496: 206–209.
- Flint J J. 1974. Stream gradient as a function of order, magnitude, and discharge. *Water Resour Res*, 10: 969–973
- Forte A M, Whipple K X. 2018. Criteria and tools for determining drainage divide stability. *Earth Planet Sci Lett*, 493: 102–117
- Fox M, Bodin T, Shuster D L. 2015. Abrupt changes in the rate of Andean plateau uplift from reversible jump Markov Chain Monte Carlo inversion of river profiles. *Geomorphology*, 238: 1–14
- Fox M, Carter A, Dai J G. 2020. How continuous are the “relict” landscapes of southeastern Tibet? *Front Earth Sci*, 8: 587–597
- Fox M, Goren L, May D A, Willett S D. 2014. Inversion of fluvial channels for paleorock uplift rates in Taiwan. *J Geophys Res-Earth Surf*, 119: 1853–1875
- Gallen S F, Wegmann K W, Bohnenstiehl D R. 2013. Miocene rejuvenation of topographic relief in the Southern Appalachians. *GSA Today*, 23: 4–11
- Gailleron B, Mudd S M, Clubb F J, Grieve S W D, Hurst M D. 2021. Impact of changing concavity indices on channel steepness and divide migration metrics. *J Geophys Res-Earth Surf*, 126: e06060
- Gailleron B, Mudd S M, Clubb F J, Peifer D, Hurst M D. 2019. A segmentation approach for the reproducible extraction and quantification of knickpoints from river long profiles. *Earth Surf Dynam*, 7: 211–230
- Gallen S F, Fernández-Blanco D. 2021. A new data-driven Bayesian inversion of fluvial topography clarifies the tectonic history of the corinth rift and reveals a channel steepness threshold. *J Geophys Res-Earth Surf*, 126: e2020JF005651
- Goren L. 2016. A theoretical model for fluvial channel response time during time-dependent climatic and tectonic forcing and its inverse applications. *Geophys Res Lett*, 43: 10,753–10,763
- Goren L, Fox M, Willett S D. 2014a. Tectonics from fluvial topography using formal linear inversion: Theory and applications to the inyo mountains, California. *J Geophys Res-Earth Surf*, 119: 1651–1681
- Goren L, Fox M, Willett S D. 2021. Linear inversion of fluvial long profiles to infer tectonic uplift histories. In: Reference Module in Earth Systems and Environmental Sciences. Oxford: Elsevier
- Goren L, Willett S D, Herman F, Braun J. 2014b. Coupled numerical-analytical approach to landscape evolution modeling. *Earth Surf Proc Land*, 39: 522–545
- Grieve S W D, Mudd S M, Hurst M D, Milodowski D T. 2016. A nondimensional framework for exploring the relief structure of landscapes. *Earth Surf Dynam*, 4: 309–325
- Hack J T. 1957. Studies of Longitudinal Stream Profiles in Virginia and Maryland. U.S. Geol Sur Prof Paper, 294: 97
- Hack J T. 1973. Stream-profile analysis and stream-gradient index. *J Res U S Geol Sur*, 1: 421–429
- Harel M A, Mudd S M, Attal M. 2016. Global analysis of the stream power law parameters based on worldwide ¹⁰Be denudation rates. *Geomorphology*, 268: 184–196
- Haviv I, Enzel Y, Whipple K X, Zilberman E, Matmon A, Stone J, Fifield K L. 2010. Evolution of vertical knickpoints (waterfalls) with resistant caprock: Insights from numerical modeling. *J Geophys Res*, 115: F03028
- Hilley G E, Porder S, Aron F, Baden C W, Johnstone S A, Liu F, Sare R, Steelquist A, Young H H. 2019. Earth’s topographic relief potentially limited by an upper bound on channel steepness. *Nat Geosci*, 12: 828–832
- Howard A D, Kerby G. 1983. Channel changes in badlands. *GSA Bull*, 94: 739–752
- Howard A D. 1994. A detachment-limited model of drainage basin evolution. *Water Resour Res*, 30: 2261–2285
- Howard A D. 1997. Badland morphology and evolution: Interpretation using a simulation model. *Earth Surf Proc Land*, 22: 211–227
- Jaiswara N K, Kotluri S K, Pandey A K, Pandey P. 2019. Transient basin as indicator of tectonic expressions in bedrock landscape: Approach based on MATLAB geomorphic tool (Transient-profiler). *Geomorphology*, 346: 106853
- Jaiswara N K, Kotluri S K, Pandey P, Pandey A K. 2020. MATLAB functions for extracting hypsometry, stream-length gradient index, steepness index, chi gradient of channel and swath profiles from digital elevation model (DEM) and other spatial data for landscape characterisation. *Appl Computing Geosci*, 7: 100033
- Kirby E, Ouimet W. 2011. Tectonic geomorphology along the eastern margin of Tibet: Insights into the pattern and processes of active deformation adjacent to the Sichuan Basin. *Geol Soc Lond Spec Publ*, 353: 165–188
- Kirby E, Whipple K X, Tang W, Chen Z. 2003. Distribution of active rock uplift along the eastern margin of the Tibetan Plateau: Inferences from bedrock channel longitudinal profiles. *J Geophys Res*, 108: 2217
- Kirby E, Whipple K. 2001. Quantifying differential rock-uplift rates via stream profile analysis. *Geology*, 29: 415–418
- Kirby E, Whipple K X. 2012. Expression of active tectonics in erosional landscapes. *J Struct Geol*, 44: 54–75
- Korup O, Montgomery D R. 2008. Tibetan plateau river incision inhibited by glacial stabilization of the Tsangpo Gorge. *Nature*, 455: 786–789
- Lague D. 2014. The stream power river incision model: Evidence, theory and beyond. *Earth Surf Proc Land*, 39: 38–61.
- Lee J, Stockli D F, Owen L A, Finkel R C, Kislitsyn R. 2009. Exhumation of the Inyo Mountains, California: Implications for the timing of extension along the western boundary of the Basin and

- Range Province and distribution of dextral fault slip rates across the eastern California shear zone. *Tectonics*, 28: TC1001
- Li X, Zhang H, Wang Y, Zhao X, Ma Z, Liu K, Ma Y. 2020. Inversion of bedrock channel profiles in the Daqing Shan in Inner Mongolia, northern China: Implications for late Cenozoic tectonic history in the Hetao Basin and the Yellow River evolution. *Tectonophysics*, 790: 228558
- Li Y, Yang J, Xia Z, Mo D. 1998. Tectonic geomorphology in the Shanxi graben system, northern China. *Geomorphology*, 23: 77–89
- Ma Z, Zhang H, Wang Y, Tao Y, Li X. 2020. Inversion of Dadu River bedrock channels for the late Cenozoic uplift history of the eastern Tibetan Plateau. *Geophys Res Lett*, 47: e86882
- Meyer B, Tapponnier P, Bourjot L, Métivier F, Gaudemer Y, Peltzer G, Shunmin G, Zhitai C. 1998. Crustal thickening in Gansu-Qinghai, lithospheric mantle subduction, and oblique, strike-slip controlled growth of the Tibet Plateau. *Geophys J Int*, 135: 1–47
- Mudd S M, Attal M, Milodowski D T, Grieve S W D, Valters D A. 2014. A statistical framework to quantify spatial variation in channel gradients using the integral method of channel profile analysis. *J Geophys Res-Earth Surf*, 119: 138–152
- Mudd S M, Clubb F J, Gailleton B, Hurst M D. 2018. How concave are river channels? *Earth Surf Dynam*, 6: 505–523
- Niemann J D, Gasparini N M, Tucker G E, Bras R L. 2001. A quantitative evaluation of Playfair's law and its use in testing long-term stream erosion models. *Earth Surf Proc Land*, 26: 1317–1332
- Ouimet W B, Whipple K X, Granger D E. 2009. Beyond threshold hillslopes: Channel adjustment to base-level fall in tectonically active mountain ranges. *Geology*, 37: 579–582
- Pan B T, Geng H P, Hu X F, Sun R H, Wang C. 2010. The topographic controls on the decadal-scale erosion rates in Qilian Shan Mountains, N.W. China. *Earth Planet Sci Lett*, 292: 148–157
- Pedersen V K, Braun J, Huismans R S. 2018. Eocene to mid-pliocene landscape evolution in scandinavia inferred from offshore sediment volumes and pre-glacial topography using inverse modelling. *Geomorphology*, 303: 467–485
- Perron J T, Royden L. 2013. An integral approach to bedrock river profile analysis. *Earth Surf Proc Land*, 38: 570–576
- Pritchard D, Roberts G G, White N J, Richardson C N. 2009. Uplift histories from river profiles. *Geophys Res Lett*, 36: L24301
- Quye-Sawyer J, Whittaker A C, Roberts G G. 2020. Calibrating fluvial erosion laws and quantifying river response to faulting in Sardinia, Italy. *Geomorphology*, 370: 107388
- Rosenbloom N A, Anderson R S. 1994. Hillslope and channel evolution in a marine terraced landscape, Santa Cruz, California. *J Geophys Res*, 99: 14013–14029
- Royden L, Perron J T. 2013. Solutions of the stream power equation and application to the evolution of river longitudinal profiles. *J Geophys Res-Earth Surf*, 118: 497–518
- Rudge J F, Roberts G G, White N J, Richardson C N. 2015. Uplift histories of Africa and Australia from linear inverse modeling of drainage inventories. *J Geophys Res-Earth Surf*, 120: 894–914
- Scheingross J S, Lamb M P. 2017. A mechanistic model of waterfall plunge pool erosion into bedrock. *J Geophys Res-Earth Surf*, 122: 2079–2104
- Schmidt J L, Zeitler P K, Pazzaglia F J, Tremblay M M, Shuster D L, Fox M. 2015. Knickpoint evolution on the Yarlung river: evidence for late Cenozoic uplift of the southeastern Tibetan plateau margin. *Earth Planet Sci Lett*, 430: 448–457
- Schwanghart W, Scherler D. 2020. Divide mobility controls knickpoint migration on the Roan Plateau (Colorado, USA). *Geology*, 48: 698–702
- Schwanghart W, Kuhn N J. 2010. TopoToolbox: A set of Matlab functions for topographic analysis. *Environ Model Software*, 25: 770–781
- Schwanghart W, Scherler D. 2014. Short communication: TopoToolbox 2-MATLAB-based software for topographic analysis and modeling in Earth surface sciences. *Earth Surf Dynam*, 2: 1–7
- Schwanghart W, Scherler D. 2017. Bumps in river profiles: Uncertainty assessment and smoothing using quantile regression techniques. *Earth Surf Dynam*, 5: 821–839
- Snyder N P, Whipple K X, Tucker G E, Merritts D J. 2000. Landscape response to tectonic forcing: Digital elevation model analysis of stream profiles in the Mendocino triple junction region, northern California. *GSA Bull*, 112: 1250–1263
- Sorby A P, England P C. 2004. Critical assessment of quantitative geomorphology in the footwall of active normal faults, Basin and Range province, western USA. EOS, Transactions of the American Geophysical Union 85: Fall Meeting Supplement, Abstract T42B-02
- Strahler A N. 1952. Hypsometric (area-altitude) analysis of erosional topography. *GSA Bull*, 63: 1117–1141
- Su P, He H L, Tan X B, Liu Y D, Shi F, Kirby E. 2021. Initiation and evolution of the Shanxi Rift System in North China: Evidence from low-temperature thermochronology in a plate reconstruction framework. *Tectonics*, 40: e06298
- Tucker G, Lancaster S, Gasparini N, Bras R. 2001. The channel-hillslope integrated landscape development model (child). In: Harmon R S, Doe WW III, eds. *Landscape Erosion and Evolution Modeling*. New York: Springer. 349–388
- Wang Y Z, Zhang H P, Zheng D W, Dasso W, Zhang Z Q, Yu J X, Pang J Z. 2017a. How a stationary knickpoint is sustained: New insights into the formation of the deep Yarlung Tsangpo Gorge. *Geomorphology*, 285: 28–43

- Wang Y Z, Zhang H P, Zheng D W, Yu J X, Pang J Z, Ma Y. 2017b. Coupling slope-area analysis, integral approach and statistic tests to steady-state bedrock river profile analysis. *Earth Surf Dynam*, 5: 145–160
- Wang Y Z, Zhang H P, Zheng D W, Zheng W J, Zhang Z Q, Wang W T, Yu J X. 2014. Controls on decadal erosion rates in Qilian Shan: Re-evaluation and new insights into landscape evolution in north-east Tibet. *Geomorphology*, 223: 117–128
- Wang Y Z, Zheng D W, Zhang H P, Li C P, Xiao L, Li Y J, Hao Y Q. 2019. The distribution of active rock uplift in the interior of the western Qilian Shan, NE Tibetan Plateau: Inference from bedrock channel profiles. *Tectonophysics*, 759: 15–29
- Wang Y Z, Zheng D W, Zhang H P, Yu J X, Pang J Z, Hao Y Q. 2020. Channel profile response to abrupt increases in mountain uplift rates: Implications for Late Miocene to Pliocene acceleration of intracontinental extension in the Northern Qinling Range-Weihe Graben, Central China. *Lithosphere*, (1): 7866972
- Wang Y, Goren L, Zheng D, Zhang H. 2022. Short communication: Forward and inverse models relating river long profile to monotonic step-changes in tectonic rock uplift rate history: A theoretical perspective under a nonlinear slope-erosion dependency. *Earth Surf Dynam Discuss*, doi: 10.5194/esurf-2021-101
- Whipple K X, DiBiase R, Crosby B. 2011. Bedrock rivers. In: Owen L, ed. *Treatise in Fluvial Geomorphology*
- Whipple K X, Tucker G E. 1999. Dynamics of the stream-power river incision model: Implications for height limits of mountain ranges, landscape response timescales, and research needs. *J Geophys Res-Sol Ea*, 104: 17661–17674
- Whipple K X, Tucker G E. 2002. Implications of sediment-flux-dependent river incision models for landscape evolution. *J Geophys Res*, 107: 2039
- Whipple K, Wobus C, Crosby B, Kirby E, Sheehan D. 2007. New tools for quantitative geomorphology: Extraction and interpretation of stream profiles from digital topographic data. *GSA Annual Meeting*
- Willett S D, McCoy S W, Perron J T, Goren L, Chen C Y. 2014. Dynamic reorganization of river basins. *Science*, 343: 1248765
- Willett S D. 1999. Orogeny and orography: The effects of erosion on the structure of mountain belts. *J Geophys Res*, 104: 28957–28981
- Wobus C, Whipple K X, Kirby E, Snyder N, Johnson J, Spyropoulou K, Crosby B, Sheehan D. 2006. Tectonics from topography: Procedures, promise, and pitfalls. In: Willett S D, Hovius N, Brandon M T, Fisher M, eds. *Tectonics, Climate, and Landscape Evolution*. *Geol Soc Am Spec Pap*, 398: 55–74
- Xu X, Ma X, Deng Q. 1993. Neotectonic activity along the Shanxi Rift System, China. *Tectonophysics*, 219: 305–325
- Yang R, Willett S D, Goren L. 2015. *In situ* low-relief landscape formation as a result of river network disruption. *Nature*, 520: 526–529
- Yuan X P, Braun J, Guerit L, Rouby D, Cordonnier G. 2019. A new efficient method to solve the stream power law model taking into account sediment deposition. *J Geophys Res-Earth Surf*, 124: 1346–1365
- Zheng D, Zhang P-Z, Wan J, Yuan D, Li C, Yin G, Zhang G, Wang Z, Min W, and Chen J. 2006. Rapid exhumation at ~8 Ma on the Liupan Shan thrust fault from apatite fission track thermochronology: Implications for growth of the northeastern Tibetan Plateau margin. *Earth Planet Sci Lett*, 248: 198–208
- Zheng D, Clark M K, Zhang P, Zheng W, Farley K A. 2010. Erosion, fault initiation and topographic growth of the North Qilian Shan (northern Tibetan Plateau). *Geosphere*, 6: 937–941
- Zhang H P, Kirby K, Pitlick J, Anderson R S, Zhang P Z. 2017. Characterizing the transient geomorphic response to base-level fall in the northeastern Tibetan Plateau. *J Geophys Res-Earth Surf*, 122: 546–572
- Zhang H P, Zhang P Z, Zheng D W, Zheng W J, Chen Z W, Wang W T. 2014. Transforming the Miocene Altyn Tagh fault slip into shortening of the north-western Qilian Shan: Insights from the drainage basin geometry. *Terra Nova*, 26: 216–221

(责任编辑: 张家富)