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

潘保田, 蔡顺, 耿豪鹏*

兰州大学资源环境学院, 西部环境教育部重点实验室, 兰州 730000

* 通讯作者, E-mail: hpgeng@lzu.edu.cn

收稿日期: 2020-06-25; 收修改稿日期: 2020-11-30; 接受日期: 2020-12-29; 网络版发表日期: 2021-01-19

国家自然科学基金项目(批准号: 41730637与41571003)资助

摘要 地貌演化数值模型是分析构造-气候相互作用, 再现地表形态演化过程的重要工具. 本文利用地貌演化数值模型模拟了青藏高原东北缘河西走廊中段周边山体的演化过程. 河西走廊气候干旱, 外动力过程相似, 但走廊中段南北两侧各山体间的形态特征存在明显差异(北侧山地: 金塔南山东段、金塔南山西段、合黎山; 南侧山地: 榆木山). 首先, 各山体内选取典型区域分析了真实地形的特征指标(准周期性谷间距、地形高差与出水口数量); 其次利用Landlab平台构建了典型区域的地貌演化数值模型, 并通过数值实验正演了各山体地形的演化过程; 最后将真实地形与不同时间节点的模拟地形进行比对, 以准周期性谷间距等地形特征指标为判识标准, 推断了河西走廊中段山体开始强烈隆升的年代和抬升速率. 模拟结果与区域已发表的地质地貌证据在年轻上升山地(未达到稳定状态的幼年期地形)地区呈现较好的一致性, 表明地貌演化数值模型结合地形特征指标是约束年轻上升山地强烈隆升年代和速率的可靠工具. 本文提出的全新研究思路与方法有望在年轻上升山地推广并成为构造地貌学研究的常用手段.

关键词 河西走廊, 地貌演化数值模型, 幼年期地形, 地形特征, 准周期性谷间距

1 引言

地貌是构造、气候和时间的函数(Davis, 1899), 并由岩石的抬升、变形与风化, 以及地表的侵蚀、搬运与堆积过程所塑造(Dietrich和Perron, 2006; Gilbert, 1877). 地貌演化模型则是对内外营力驱动下地貌演变

过程的系统整合与呈现(Burbank和Pinter, 1999). 20世纪50年代以来, 因过程地貌学研究的深入, 学界开始用连续性方程的方法逐步发展和完善了不同地貌过程的通量搬运方程(Dietrich等, 2003), 实现了地貌过程的定量表达(Kirkby, 1971). 20世纪末, 随着学界对地貌过程物理机制的认识逐渐清晰, 以CHILD(Tucker等,

中文引用格式: 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(4): 523–536, doi: [10.1360/SSTe-2020-0165](https://doi.org/10.1360/SSTe-2020-0165)

英文引用格式: Pan B, Cai S, Geng H. 2021. Numerical simulation of landscape evolution and mountain uplift history constrain—A case study from the youthful stage mountains around the central Hexi Corridor, NE Tibetan Plateau. Science China Earth Sciences, 64(3): 412–424, <https://doi.org/10.1007/s11430-020-9716-6>

2001)、SIGNUM(Refice等, 2012)和Landlab(Hobley等, 2017)等为代表的流域地貌演化数值模型不断涌现, 建立了精细尺度的地貌过程与流域尺度的地形特征之间的联系, 使得地貌演化数值模型成为探讨地貌系统响应内外营力变化的重要工具(Willgoose, 2005)。

地貌在内外营力的共同作用下逐步趋于均衡(Ahnert, 1994; Willett和Brandon, 2002)。均衡态下河流呈现均夷纵剖面(Mackin, 1948), 坡面过程与河流过程之间的竞争达到平衡(Gilbert, 1877), 流域总侵蚀速率与抬升速率相等(Pazzaglia和Brandon, 2001; von Hagke等, 2014)。在上述理论支撑下, 可通过均衡态地貌的形态特征差异分析气候或构造对地貌演化的控制作用(Haghipour和Burg, 2014)。例如, 气候特征(包括降水量、降水变率和植被覆盖等)对构造稳定区域的沟谷密度起到决定性作用(Tucker和Bras, 2000; Tucker和Slingerland, 1997), 构造抬升速率的差异则决定着均衡态地貌的平均坡度和流域高差(Rantitsch等, 2009)。当构造活动和气候条件相对稳定时, 河流纵剖面将趋向均衡并呈现下凹形态(Snow和Slingerland, 1987)。而差异性抬升则会导致河流均衡剖面上出现裂点(非均衡剖面), 借助河道一维数值模型可追踪裂点的迁移过程(Whitaker和Boulton, 2012)。因此, 可通过模拟地形与真实地形的比对, 定量获得裂点迁移速率和构造活动时间(王一舟等, 2018; 张会平等, 2011)。上述一维数值模型分析方法为快速分析活动造山带的构造地貌过程提供了便利, 在青藏高原东北缘(Harkins等, 2007)、青藏高原东南缘(Ma等, 2020)、科罗拉多高原西部(Berlin和Anderson, 2007)均得到了较好的应用。然而流域尺度上通过地貌演化数值模型(二维)探讨非均衡地貌对构造和气候的响应过程研究依然匮乏。

地形高差(Local Relief, LR)和沟谷特征是流域尺度地貌的重要地形指标, 记录着构造和气候对地貌演化过程的影响, 指示着地貌演化的状态与阶段(Bishop, 2007; Chadwick等, 2013)。地形高差是岩石抬升与地表侵蚀相互作用的结果(Whipple等, 1999; Willett等, 2001), 并且理论上应与抬升速率呈正相关关系(Roering, 2012)。谷间距是沟谷特征的重要表现形式之一, 其大小受坡面过程与河流过程相互竞争的影响, 综合体现着构造、气候和岩性对地貌格局的控制(Perron等, 2009)。Perron等(2008)通过二维离散傅里叶变换的空间频谱分析方法, 定量提取了地形中准周期性谷间

距(Uniform Valley Spacing, UVS)长度, 实现了对地形谷间距特征的定量描述, 使得准周期性谷间距成为描述谷间距大小的基本方式, 并成为了借助地貌演化模型探讨构造-气候相互作用的特征参数(Whipple, 2009)。McGuire和Pelletier(2016)发现未达到稳定状态的幼年期地形(即非均衡态的年轻上升山地)在演化过程中谷间距随基准面的波动而剧烈变化, 表明准周期性谷间距是记录幼年期地形发育过程的潜在指标。蔡顺等(2020)分析了不同分辨率和空间域对准周期性谷间距大小提取的影响, 认为准周期性谷间距可以成为比对相同分辨率和空间域地形相似程度的重要地形指标。

综合以上讨论, 流域尺度地貌演化模型是正演构造和气候相互作用下地貌演化历史的有效工具(Egholm等, 2013)。幼年期地形经历的构造过程简单, 地形高差和谷间距大小变化剧烈。据此我们认为可通过记录地貌演化模拟过程中地形特征的变化, 并与真实地形特征对比, 推断幼年期山地强烈隆升的时代与速率。而气候特征空间差异较小, 且地质和地貌过程清晰的区域是开展数值模拟并验证上述猜想的理想区域。位于青藏高原东北缘的河西走廊气候干旱, 降水空间差异较小, 侵蚀过程相对简单, 是验证地貌学理论与假说的天然试验场。河西走廊是青藏高原东北向扩展的最新组成部分(Tapponnier等, 2001; Yuan等, 2013), 走廊北侧分布着多个年轻上升山地, 其构造变形过程相对简单且活动历史清晰(Zheng等, 2013a), 至今还没有达到均衡状态, 而走廊中段南侧榆木山的地形特征分析结果表明其已不属于幼年期地形(Palumbo等, 2010)。由此可见, 河西走廊中段南北两侧的山地提供了开展地貌演化数值模拟实验并推断年轻上升山地隆升历史所需要的理想实验样区与对比样区。Hobley等(2017)利用Python编程语言搭建了Landlab地貌演化数值模拟平台, 并开发了可自由组合的多种过程模块, 满足了不同情境地貌演化模型的构建需求。本文从分析河西走廊中段周边各山体典型区域的准周期性谷间距、地形高差和出水口数量(Outlets Number, ON)等地形指标的差异切入, 利用Landlab平台构建了典型区域的地貌演化数值模型, 期望通过真实地形与模拟地形的比对, 推断出河西走廊中段南北两侧山体开始强烈隆升的时代和岩石抬升速率, 以验证通过地形特征推断幼年期山地抬升历史的可行性。

2 研究区概况

河西走廊位于青藏高原东北缘(图1a), 是青藏高原东北向扩展过程中形成的新生代前陆盆地(Li和Yang, 2002). 走廊地貌呈NWW-SEE向的条带状分布格局, 并以祁连山北缘断裂和龙首山断裂为界, 由南向北将走廊及其周边区域划分为北祁连山区、河西走廊盆地区和阿拉善高原区三个地貌单元(方小敏等, 2004; 胡小飞等, 2010). 一系列次级断裂控制着走廊中段两侧NWW-SEE向山地(金塔南山、合黎山、榆木山)的生长过程(Zheng等, 2013a; 张波等, 2016). 河西走廊位于东亚夏季风的西北边界, 东亚夏季风是区域主要的水汽来源(Chen等, 2013). 中国区域高时空分辨率地面气象要素驱动数据集(China Meteorological Forcing Dataset, CMFD)的1979~2015年多年平均降水量分布图显示走廊中段降水稀少(多年平均降水量为67~263mm)且空间差异较小(图1b), 属温带干旱半干旱气候. 走廊内植被稀疏, 可见地表基岩裸露.

金塔南山位于河西走廊中段北侧, 以鸳鸯峡为界分东西两段, 最高峰1427m, 高出周围盆地近280m(图1a). 在金塔南山山体高处出露中生代沉积岩, 在山体的其他部位则以更新世沉积物为主, 鸳鸯峡附近出露有少许前古生代变质岩(图1c). 金塔南山东侧的合黎山最高峰2026m, 高出周围盆地近876m(图1a), 山体的高处出露有中生代沉积岩和三叠-石炭纪岩体, 在山体的其他部位则以更新世沉积物为主(图1c). 榆木山位于走廊中段南侧, 最高峰3200m, 高出周围盆地近1600m(图1a); 山体高处因断层的逆冲活动和地表的侵蚀作用而出露古生代变质岩, 在山体的其他部位则以中生代沉积岩、古近纪沉积岩以及新近纪沉积岩为主(图1c).

3 研究方法和数据

3.1 地貌演化数值模型理论背景

地貌演化数值模型的核心在于利用计算机技术理解控制地表侵蚀过程的物理方程(杨蓉, 2017). 由于地表侵蚀过程的影响因素众多, 因此地貌演化模型对地表侵蚀过程描述的准确性是影响模型模拟结果的重要因素. 在干旱半干旱区, 暴雨为主的降水特征和较低的植被覆盖使得坡面流水侵蚀(坡面过程与河流过程)为

主要的地表侵蚀过程(Geng等, 2015). 而湿润气候区植被覆盖率高, 壤中流发育充分(段剑等, 2017); 在地表侵蚀过程中, 壤中流的侵蚀作用逐渐增强甚至高于坡面流水侵蚀(丁文峰等, 2008). 同时, 较高的植被覆盖率也使得坡面流水侵蚀过程复杂化, 降低了模型对其描述的准确性. 可见, 干旱半干旱区地表侵蚀过程相对简单、影响因素较少. 此外, 滑坡、落石等非连续性侵蚀过程是影响模拟地形谷间距大小和地形高差准确性的另一个主要因素(Roering, 2012). 然而幼年期山体地形远未达到非连续性侵蚀过程发生所需的阈值(Larsen和Montgomery, 2012), 因此滑坡等非连续性侵蚀过程可以忽略. 综上所述, 干旱半干旱区幼年期山体的地表侵蚀过程为相对简单的连续性侵蚀过程, 影响因素较少, 利于地貌演化模型的构建, 提高了模拟结果的准确性.

河西走廊中段及周边区域气候干旱、植被稀疏, 地表基岩裸露且野外考察未发现有明显的滑坡现象, 表明其地表侵蚀过程相对单一, 可使用地貌演化一般方程(公式(1))模拟走廊中段周边山体的地貌演化过程. 该方程由岩石抬升过程、河流过程与坡面过程三个部分组成(Dietrich等, 2003; Theodoratos等, 2018), 其公式表达如下:

$$\frac{dz}{dt} = U - (KA^m S^n - C) - DS, \quad (1)$$

式中, z 表示地面高程, dt 表示时间步长, U 表示岩石抬升速率, K 表示量纲化的侵蚀系数, m 和 n 分别为上游汇水面积(A)和坡度(S)的地形指数, D 表示扩散系数(参数详情见网络版附表1, <http://earthcn.scichina.com>). 虽然真实地形的 K 、 m 、 n 参数难以直接测量(Harel等, 2016), 但已有研究表明 n 取值为0.57~1.56(Kirby和Whipple, 2001; Whipple等, 2000), m/n 为0.35~0.70(Stock和Montgomery, 1999; Tucker和Whipple, 2002), K 的取值范围为 10^{-7} ~ 10^{-2} , 其中碎屑岩的 K 值为 10^{-5} ~ 10^{-4} (Stock和Montgomery, 1999). $KA^m S^n - C$ 表征了河流功率(Stream Power)的大小, C 为侵蚀临界, 其大小取决于临界剪切应力, 当 $KA^m S^n - C > 0$ 时, 河流下切.

3.2 河西走廊中段周边山地典型区域地貌演化模型构建

Landlab地貌演化平台(<http://landlab.github.io/>)是

图 1 河西走廊中段及周边区域概况图

(a) 基于Tan DEM-X数据生成的河西走廊中段及周边区域山体阴影图, 白色方框标识了本文所选取的4个典型区域, 分别对应于图4a~4d; (b) 基于CMFD的1979~2015年多年平均降水量分布图; (c) 地质概略图, 引用自Hu等(2019a)

基于Python语言开发的一款高度模块化的二维地貌演化平台, 可通过平台内不同过程模块的组合构建适合多种情境的地貌演化模型(Hobley等, 2017). Landlab的模块库主要由创建空间范围和形状的空间模块、描述地表过程的程序驱动模块、数据输入输出的支持模块以及处理不同模块之间数据流通的标准数据流模块四个部分组成(Adams等, 2017; 图2).

本文使用Landlab地貌演化平台构建了河西走廊典型区域地貌演化模型. 该模型首先使用RasterModel-Grid空间模块创建了模拟地形的空间域大小及分辨率. 其次选择NormalFault抬升模块、LinearDiffuser扩散模块和StreamPowerEroder流水模块模拟构造抬升、地表侵蚀与堆积过程(图2).

3.3 地形数据选取与地形特征参数提取方法

地表的沟谷起伏特征可视为不同频率的空间波谱信号. Perron等(2008)使用MATLAB软件, 通过二维傅里叶变换的频谱分析方法(Two-dimensional Discrete Fourier Transform), 开发了准周期性谷间距大小提取工具2DSpecTools V1.1(<http://web.mit.edu/perron/www/downloads.html>), 成功将地形的二维功率谱等值图通过欧几里得范数转化为一维谱图. Perron等(2008)使用该工具分析加利福尼亚Gabilan Mesa和South Fork Eel River两处谷间距均一的地形一维谱图特征时发现, 若将一维谱图频域等分成20个子频域并计算每个子频域的中值及其对应谱能量的均值, 再用最小二乘法拟合谱能量均值和频域中值时拟合线斜率的峰值所对应波长(1/频率)与地形的准周期性谷间距大小相近, 表明拟合线斜率峰值所处波长可定量描述地形沟谷的准周期性谷间距大小.

本文选择Tan DEM-X数字高程模型(Digital Elevation Model, DEM)作为研究区地形特征指标提取的地形数据. Tan DEM-X(分辨率: 0.0001 arc/pixel, <https://tandemx-science.dlr.de/>)是德国航天局利用TerraSAR-X和TanDEM-X双星通过星载双站合成孔径雷达干涉测量技术获得的目前分辨率最优的全球DEM(Vassilaki和Stamos, 2020). 为尽量减少真实地形与模拟地形对比时的不确定性, 本文真实地形均选取无断层穿过的区域, 以保证真实地形内部不存在差异性抬升. 对初步选取的地形进行一维谱图分析, 选择地形频谱中拟合曲线斜率出现明显峰值的真实地形作为模型比对的

典型区域. 依据上述地形选取要求, 本文分别在金塔南山东段、金塔南山西段、合黎山和榆木山各选取一处真实地形(典型区域, 图1a白色方框)作为模型构建、模拟结果比对的依据. 在模拟地形空间域初始化过程中严格按照典型区域的真实地形构建(图2), 并确保地形分辨率一致, 以消除分辨率、分水岭宽度的差异对地形频谱分析结果的影响(蔡顺等, 2020; Giachetta等, 2014).

初始地形(古地形)的形态特征是影响模拟地形演化历史准确性的重要因素(杨蓉, 2017). 所以, 古地形重建是地貌演化研究工作中的重要内容. 虽然, 古地形重建研究已经在黄土地貌演化研究中取得了长足进展(Xiong等, 2014, 2017), 但活动造山带的古地形重建研究相对比较薄弱. 河西走廊中段周边各年轻上升山地顶部和走廊盆地内部普遍堆积一套磨圆度高、岩性复杂的砂砾石层. 已有研究(Hu等, 2019a; 温振玲等, 2016; 张建等, 2016)表明, 它们来源于河西走廊以南的祁连山, 构成一个南自祁连山山前、北到金塔南山以北地区的古山前冲洪积平原, 后期因金塔南山等山地的隆升发生变形, 现在已很难恢复其形成时的详细地貌特征. 不过这个古山前冲洪积平原变形前的形态特征应该与祁连山山前现代发育的冲洪积平原十分相似, 我们可以将现代山前冲洪积平原的形态特征作为重要参考设置初始地形. 为获得现代山前冲洪积平原的地形特征, 我们于祁连山山前绘制了三条延伸至金塔南山以北地区的地形剖面并分析其比降变化特征(网络版附图1, <http://earthcn.scichina.com>). 地形剖面显示祁连山山前现代冲洪积平原在走廊内部及其以北地区的地形比较平坦, 比降仅为0.0004~0.0026(网络版附图1), 表明区域的古山前冲洪积平原地形平坦. 所以, 我们选用平坦地形作为模型的初始地形. 由于古山前冲洪积平原的高程难以测得, 我们统一假设初始地形是高程为0m的平坦地形.

3.4 气候参数的选取

地表形态特征受气候特征的影响显著(Perron, 2017). 古气候研究结果表明, ~10Ma以来, 青藏高原东北缘气候逐步干旱(Dettman等, 2003), 走廊内孢粉组合记录显示干旱化过程可分为三个主要阶段: 阶段1(10~5.67Ma): 半湿润气候和半干旱气候交替出现; 阶段2(5.67~2.56Ma): 气候持续干旱化, 以荒漠草原气候

图2 河西走廊典型区域地貌演化模型的模块框架与输出地形对比流程示意图

Landlab地貌演化数值模拟平台的模块组成与框架结构图修改自Adams等(2017)

为主; 阶段3(2.56Ma至今): 气候干旱化程度加剧, 以荒漠气候为主(马玉贞等, 2004). 同时, 受东亚夏季风强弱变化的影响, 区域气候在逐渐干旱化过程中还存在不同时间尺度的波动性特征(干湿交替)(陈发虎等, 2001). 所以, 需要分析长时间尺度的气候干旱化过程和气候波动性特征对模拟地形形态特征的影响. 我们使用Landlab模型PrecipitationDistribution模块, 通过设定年均降水量生成一系列的随机降水事件, 以此表示气候的波动性特征. 我们分析了相同岩石抬升速率下, 固定降水情景(次降水量为定值)、年均降水情景(次降水量为变量)以及干旱化降水情景(次降水量为变量, 但是年均降水量逐步减少)对地表形态特征的影响(图3). 通过构建的地貌演化模型, 我们分析了上述降水情景下不同降水量所获模拟地形的地形高差和0.05Myr步长的准周期性谷间距均值变化历史. 分析结果显示,

在模型运行初期(<0.7Ma), 模拟地形的地形高差随时间单调增加, 并且在不同降水情景均表现出了相似的变化特征; 然而随着模型运行时间增加(>0.7Ma), 地形高差变化随时间呈现出波动性特征, 并最终趋于稳定(图3a), 表明此时的模拟地形已经达到动态均衡状态(Willett和Brandon, 2002). 此外达到动态均衡状态的模拟地形, 无论年均降水情景还是平均降水情景, 较高的降水量均会导致较低的地形高差, 反之亦然(图3a). 准周期性谷间距均值变化历史也表现出相同的变化趋势: 模型运行初期(<0.5Ma), 模拟地形的准周期性谷间距均值随时间单调增加, 且不同降水情景均表现出相似的变化特征; 随着模型运行时间的增加(>0.5Ma), 谷间距均值随时间呈现出波动性特征, 并最终趋于稳定(图3b), 表明此时模拟地形的准周期性谷间距特征达到动态均衡状态. 干旱化降水情景分析结果表明, 地

图3 不同降水情景下模拟地形地形高差和准周期性谷间距均值变化历史

(a) 实线为不同降水量的固定降水情景所获模拟地形地形高差变化历史, 模型中次降水量为定值; 虚线为不同降水量的年均降水情景所获模拟地形地形高差变化历史, 模型中次降水量为变量; 黑色虚线为干旱化降水情景所获模拟地形地形高差变化历史, 其中黑色五角星标识了干旱化开始的时间节点. (b) 不同降水量的年均降水情景所获模拟地形的准周期性谷间距均值变化历史(时间步长为0.05Myr)

形高差随气候的干旱化逐渐增加, 并最终与干旱化后期的年均降水情景所获地形地形高差相近(图3a棕色虚线与黑色虚线). 据此可判断在气候干旱化过程中地形特征主要受控于干旱化后期的气候特征. 鉴于河西走廊气候在干旱化过程中还存在不同时间尺度的气候波动特征(干湿交替), 所以我们选用现代降水数据作为模型降水参数的输入依据, 并通过Precipitation-Distribution模块生成的随机降水事件模拟气候波动特征. CMFD是目前描述中国区域多年平均降水量较为准确的数据集(Yang等, 2017). 我们选择CMFD 1979~2015年多年平均降水量作为Precipitation-Distribution模块平均降水量的输入依据. 在模型运行过程中, 采取等时间间隔的方式从模型中输出与真实地形空间域大小一致的模拟地形, 提取模拟地形的准周期性谷间距、地形高差、出水口数量等形态特征信息, 以用于与真实地形的比对.

4 结果

4.1 河西走廊中段周边山地的真实地形特征

本文分析了金塔南山东段、金塔南山西段、合黎山和榆木山四个山体典型区域(图1a白色方框)真实地形的地形高差和准周期性谷间距大小. 在金塔南山东段提取了260(经向)pixel×260(纬向)pixel(栅格)的真实地形, 其地形高差为65m(图4a), 准周期性谷间距为256m(图4e). 在金塔南山西段提取了188pixel×117pixel的真实地形, 其地形高差为33m(图4b), 准周期性谷

距为192m(图4e). 在合黎山提取了252pixel×216pixel的真实地形, 其地形高差为258m(图4c), 准周期性谷间距为196m(图4e). 在榆木山提取了216pixel×314pixel的真实地形, 其地形高差为800m(图4d), 准周期性谷间距为345m(图4e).

上述结果显示河西走廊中段各山体的地形高差和准周期性谷间距大小存在明显差异. 在气候条件相同的干旱情景下, 我们推测这些地表形态特征的差异是由构造活动开始的时间和抬升速率差异所造成的, 所以可通过地貌演化模型分析构造活动对不同山体典型区域地形特征的影响.

4.2 模型模拟结果及其指示的构造抬升信息

地貌演化一般方程中 K 、 n 参数受气候特征的影响较大(Harel等, 2016), 同时 K 还受岩石抗侵蚀性的影响. 以往研究结果表明气候是控制祁连山北麓基岩风化强度差异的主要因素, 而岩性对基岩风化强度差异的影响较小(Pan等, 2015; 陈立萍等, 2019). 考虑到走廊内气候空间差异较小, 所以各研究山地的模型参数应选取统一的 K 、 n 值. 此外我们以榆木山地貌演化模型为例进行了理想实验分析并测试了 m/n 取值变化对模拟河流形态的影响, 模拟结果显示仅 $m/n=0.5$ 时模拟河流与真实河流具有相似的形态特征(网络版附表2, 网络版附图2a, 2b), 据此我们固定 m/n 的取值为0.5.

动态均衡地貌的侵蚀速率与岩石抬升速率相一致(Willett和Brandon, 2002), 其形态特征体现了区域构造

图4 基于Tan DEM-X数据获得的走廊中段周边山地典型区域的山体阴影及地形特征图

(a) 金塔南山东段地形特征; (b) 金塔南山西段地形特征; (c) 合黎山地形特征; (d) 榆木山地形特征。LR表示地形高差, 为区域内最大高程与最小高程的差值, UVS表示准周期性谷间距, ON表示出水口数量, 红色箭头表示出水口位置。 (e) 河西走廊中段周边各山体典型区域地形的拟合曲线斜率分布图

和气候特征对地表过程的制约(Whipple, 2001)。然而在山体达到动态均衡之前的幼年期, 地形高差随山体的隆升而逐渐增大(图3a)。地形高差增大导致流域侵蚀速率的增加(Ahnert, 1970), 进而促使沟谷在相互竞争中不断重组、谷间距不断增大(Perron等, 2012), 以满足坡面侵蚀物质在沟谷内的有效运移(Champel等, 2002)。因此, 幼年期山体隆升过程中, 地形高差和谷间距均随时间变化呈增大趋势(Schumm, 1956), 我们的理想实验也论证了上述两个指标在模拟地形隆升早期随着时间变化逐渐增大的趋势(图3)。所以, 将地形高差和准周期性谷间距作为地貌演化模型约束幼年期山体隆升历史的形态特征指标, 在机制上是合理可行的。此外, 初始地形(古地形)高程作为影响模拟地形高程大小的重要因素, 现已无法准确获得。而地形高差作为描述地形起伏特征的形态指标, 可有效指示模拟地形和真实地形的高程变化特征, 便于模拟地形与真实地形形态特征的相似性比对。基于以上分析, 我们以重现真实地形的准周期性谷间距和地形高差为主要目标, 并且综合考量模拟地形的出水口数量与河网形态

特征, 测试了 K 、 D 、 m 和 n 参数在合理取值范围内的不同组合情景(网络版附表2列举了6组具有代表性测试结果的参数组合), 最终确定了模型的统一参数组合。测试结果表明: 当 $K=2 \times 10^{-5}$ 、 $D=0.014$ 、 $m/n=0.5$ 且 $n=0.7$ (网络版附表2测试6)时, 构建的河西走廊典型区域地貌演化模型能有效重现走廊中段周边各山体真实地形的形态特征。

通过模拟地形与真实地形形态特征的比对, 我们约束了走廊中段周边各研究山体的隆升历史。地貌演化模型所获的模拟地形演化过程显示: 在模型运行初期, 模拟地形的地形高差较小、河流较短且出水口众多、地形尚未形成准周期性沟谷分布特征(图5a)。随着模型运行时长的增加, 地形高差逐渐增大, 河流溯源侵蚀且水系不断重组, 出水口数量逐渐减少, 地形沟谷的准周期分布特征开始出现且准周期性谷间距逐步增大(图5b~5e)。通过模拟地形与真实地形形态特征的相似性比对, 我们约束的金塔南山东段岩石抬升速率为 0.30 mm a^{-1} 、强烈隆升开始年代为距今 $\sim 0.310 \text{ Ma}$ (图5); 金塔南山西段岩石抬升速率为 0.20 mm a^{-1} 、强

图5 地貌演化数值模型获得的金塔南山东段不同长时的模拟地形与真实地形的地形特征图

(a)~(e)分别表示 0.30mm a^{-1} 岩石抬升速率, 模型运行时长为0.030 (a)、0.130 (b)、0.267 (c)、0.310 (d)和0.390Ma (e)获得的模拟地形。(f)为真实地形。LR表示地形高差, 为区域内最大高程与最小高程的差值; 局地高差表示区域内任意一点高程与区域最低点高程之间的差值; UVS表示准周期性谷间距; ON表示出水口数量; 红色箭头表示出水口位置; pixel表示栅格数。真实地形(f)与模拟地形(a)~(c)、(e)的三个形态特征参数不相似, 或仅部分参数相似; 而真实地形(f)与模拟地形(d)具有相同的出水口数量和准周期性谷间距, 同时地形高差具有较高的相似性, 据此判断金塔南山东段开始强烈隆升的时间为距今~0.310Ma

烈隆升开始年代为距今0.315~0.350Ma(网络版附图3); 合黎山岩石抬升速率为 $0.62\sim0.63\text{mm a}^{-1}$ 、强烈隆升开始年代为距今~1.181Ma(网络版附图4)。研究结果还显示, 当岩石抬升速率为 1.30mm a^{-1} 时, 模型运行时长大于2.156Ma的多个时段所获模拟地形均与榆木山真实地形的形态特征相似(网络版附图5)。地貌演化数值模型模拟结果显示2.141Ma后榆木山模拟地形的

地形高差波动较小(图6), 表明榆木山已经达到动态均衡状态。均衡态地形的岩石抬升速率与地表侵蚀速率相近, 地形高差变化较小(Willett和Brandon, 2002), 地形特征稳定。所以, 处于动态均衡状态的榆木山模拟地形在多个时段表现出与真实地形相似的地形特征(准周期性谷间距、地形高差和出水口数量)(网络版附图5)。

5 讨论

河西走廊周边年轻上升山地均隆升于气候干旱化加剧阶段。气候参数的分析结果表明, 现代降水作为输入数据对于干旱化过程中山体形态特征模拟结果的影响较小(图3)。Roe等(2003)基于河流侵蚀过程模型模拟的山区地貌演化结果显示: 当构造抬升速率不变而气候逐渐干旱时, 流域径流量减少、侵蚀能力下降、流域地形高差迅速增加, 表明干旱化发生之后的降水特征影响着流域的地形高差。本文的模拟结果显示, 干旱化可以导致流域地形高差增加, 同时干旱化后期的降水特征控制着山体的最终形态(地形高差和谷间距大小, 图3)。虽然区域气候在不同时间尺度上存在波动性(干湿交替), 但鉴于研究区第四纪以来气候整体干旱, 且以荒漠气候为主(马玉贞等, 2004), 所以我们选用现代降水数据作为模型输入参数, 以表征干旱化发生之后的降水特征, 加之本文所模拟的年轻上升山地强烈隆升时代均为第四纪以来, 因此基于现代降水所模拟的研究区地形变化过程是可靠的。

数值模拟结果与实际定量分析的统一是验证地貌演化模型模拟结果有效性的依据(鹿化煜, 2018), 我们将模型所获得的岩石抬升速率及强烈隆升年代与已有的抬升速率及隆升年代结果进行了比对。Hetzel等(2004)依据河流T2阶地面砾石的 ^{21}Ne 和 ^{10}Be 暴露测年结果, 认为金塔南山东段开始隆升于0.230Ma。然而, 温振玲等(2015)通过野外调查发现金塔南山东段及周边地区一共发育有四级河流阶地, 其中较高的两级阶地(T4、T3)仅残存在金塔南山东段的南部。野外测量结果表明T4-T3、T3-T2两相邻阶地的高差均小于4m。因此, 我们推测金塔南山东段的T4、T3两级阶地已被剥蚀, 现仅存有较低的两级阶地, 故金塔南山东段的隆升年代应早于0.230Ma。所以, 地貌演化模型推测的金塔南山东段隆升年代(距今~0.310Ma)与上述研究结果基本一致。Zheng等(2013b)利用金塔南山西段北麓的断层陡坎变形特征和光释光测年结果获得金塔南山西段的断层垂直抬升速率为 $(0.11\pm0.03)\text{mm a}^{-1}$ 。Zheng等(2013a)利用地貌面变形特征分析了合黎山山前断层的活动特征, 并结合光释光测年结果测得合黎山山前断层的垂直抬升速率为 $0.35\sim0.7\text{mm a}^{-1}$, 最后结合合黎山最大地形高差推测其隆升年代约为距今1.0~2.2Ma。这些结果均与模型指示的金塔南山西段、

合黎山的隆升年代或速率相近。所以比对结果表明, 模型能够准确地约束河西走廊中段年轻上升山地的隆升历史。

榆木山模拟结果显示在2.156Ma之后多个时段获取的模拟地形与真实地形相似。模拟地形的地形高差演化历史表明, 2.141Ma之后模拟地形的地形高差波动较小, 表示模拟地形已经达到动态均衡状态(图6)。榆木山南北两翼的各流域面积高程积分(HI)均小于0.6(Palumbo等, 2010), 这也表明榆木山的地形已处于动态均衡状态(Strahler, 1952)。已有的年代学研究结果均显示榆木山的隆升年代早于2.156Ma(Hu等, 2019a; Hu等, 2019b; Wang等, 2018)。所以, 本文所采用的地貌演化模型重演山体地形形态特征的方法, 只能推测已经达到动态均衡态山体强烈隆升的最小年代, 无法准确约束其山体的隆升年代。综上所述, 地貌演化模型重现山体地形形态特征的方法, 可有效约束当前仍没有达到动态均衡状态的幼年期山体的强烈隆升时代及演化过程。但对于已经达到动态均衡状态的山体, 仅通过模型模拟地形形态特征和现代地形特征的比对, 无法约束其强烈隆升的起始年代。

以往研究中, 地貌形态特征结合年代学与剥蚀速率是验证地貌演化模型有效性的主要方法之一(杨蓉, 2017)。如Yang等(2015, 2020)通过模拟真实地形的形态特征(χ -高程)、比对模拟地形与真实地形的剥蚀速率重现了藏东南地区的河流演化历史。本文以准周期性谷间距、地形高差、出水口数量三个形态特征指标作为模型模拟结果有效性的判断依据, 实现了对没有达到动态均衡状态的幼年期山体隆升历史与地貌演化过程的重现。模拟地形与真实地形形态特征的比对为幼年期山地演化历史研究提供了新的思路, 并有望成为构造地貌学领域探讨幼年期山体隆升历史与地貌演化过程的一种新的可靠工具。

地表形态特征提取的准确性是约束模拟结果准确性的重要因素。航空测绘技术的发展为数字地形分析提供了高分辨率的DEM数据, 极大地提高了地表形态特征提取的准确性(汤国安, 2014)。准周期性谷间距的提取要求地形分辨率至少优于1/5准周期性谷间距长度(蔡顺等, 2020)。已公开发布的全球覆盖DEM数据精度可达11m(Tan DEM-X数据, Vassilaki和Stamos, 2020), 能够满足大于55m准周期性谷间距大小提取的精度要求。本文以准周期性谷间距为核心的地形特征

图6 地貌演化数值模型获得的榆木山模拟地形地形高差变化历史

红色三角表示模型运行2.141Ma时长后模拟地形处于动态均衡状态

指标成功约束了河西走廊中段年轻上升山地(准周期性谷间距均大于55m)的隆升历史。McGuire和Pelletier (2016)统计了美国西部22个山地的准周期性谷间距特征信息,统计结果发现其准周期性谷间距均大于169m。因此,我们认为Tan DEM-X数据可满足全球大部分地区准周期性谷间距提取的精度要求,为全球范围的地形准周期性特征分析提供了可靠的数据源,也为利用地貌演化模型模拟山体隆升历史和地貌演化过程提供了条件。

6 结论

本文以河西走廊中段北侧的金塔南山东段、金塔南山西段、合黎山以及南侧的榆木山为研究对象,分析了各山体典型区域的真实地形形态特征。通过Landlab平台构建典型区域地貌演化数值模型并正演了各山体的隆升过程。最后采用模拟地形与真实地形的地形特征比对法约束了各山体隆升历史。约束结果表明:金塔南山东段的强烈隆升时代为距今~0.310Ma,岩石抬升速率为 0.30mm a^{-1} ;金塔南山西段的强烈隆升时代为距今0.315~0.350Ma,岩石抬升速率为 0.20mm a^{-1} ;合黎山的强烈隆升时代为距今~1.181Ma,岩石抬升速率为 $0.62\sim0.63\text{mm a}^{-1}$ 。榆木山的模拟结果显示榆木山强烈隆升年代应早于2.156Ma,岩石抬升速率为 1.30mm a^{-1} 。上述模拟结果与已发表的地质地貌证据具有较好的一致性。

经过近30年的发展,地貌演化数值模型为地貌演化历史及地貌过程研究提供了新的方法,并逐渐成为地貌学研究的新方向。然而,缺乏有效的地表形态特征参数比对已经成为数值模型在构造活动历史研究中

面临的关键问题。本文研究表明准周期性谷间距、地形高差和出水口数量三个流域地形特征指标的组合可作为数值模型模拟幼年期山地地貌演化结果可靠性的判断依据,并可有效地推测山体的隆升历史和岩石抬升速率。本文采用地表形态特征相似性的比对方法可使地貌演化模型成为约束幼年期山体隆升历史与地貌演化过程的重要工具。

致谢 我们感谢Landlab地貌演化数值模拟平台的开发人员以及Earth Surface Processes Modeling社区的模块开发者们,德国宇航局(DLR)提供河西走廊Tan DEM-X数字高程模型,中国科学院寒区旱区科学数据中心提供高时空分辨率地面气象要素。

参考文献

- 蔡顺,耿豪鹏,郑伟珊,潘保田. 2020. 基于傅里叶变换的谷间距特征信息提取及其影响因素研究. 地球信息科学学报, 22: 399–409
- 陈发虎,朱艳,李吉均,施祺,靳立亚, Wünnemann B. 2001. 民勤盆地湖泊沉积记录的全新世千百年尺度夏季风快速变化. 科学通报, 46: 1414–1419
- 陈立萍,耿豪鹏,张建,赵启明,潘保田. 2019. 黑河流域基岩回弹值(施密特锤)的空间分布特征及其指示意义. 冰川冻土, 41: 364–373
- 丁文峰,张平仓,王一峰. 2008. 紫色土坡面壤中流形成与坡面侵蚀产沙关系试验研究. 长江科学院院报, 25: 14–17
- 段剑,刘窑军,汤崇军,杨洁,陈丽华. 2017. 不同下垫面红壤坡地壤中流对自然降雨的响应. 水利学报, 48: 977–985
- 方小敏,赵志军,李吉均,颜茂都,潘保田,宋春晖,戴霜. 2004. 祁连山北缘老君庙背斜晚新生代磁性地层与高原北部隆升. 中国科学D辑: 地球科学, 34: 97–106
- 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
- 鹿化煜. 2018. 试论地貌学的新发展和趋势. 地理科学进展, 37: 8–15
- 马玉贞,方小敏,李吉均,吴福莉,张军. 2004. 酒西盆地晚第三纪-第四纪早期植被与气候变化. 中国科学D辑: 地球科学, 34: 107–116
- 汤国安. 2014. 我国数字高程模型与数字地形分析研究进展. 地理学报, 69: 1305–1325
- 王一舟,张会平,郑德文,李朝鹏,肖霖,李又娟. 2018. 非均衡河道高程剖面及其蕴含的构造活动信息. 第四纪研究, 38: 220–231
- 温振玲,胡小飞,潘保田,卢耀洋,曹喜林,张建. 2015. 甘肃金塔南山河流阶地褶皱变形分析. 地质论评, 65: 1032–1046
- 温振玲,胡小飞,潘保田,张建,曹喜林. 2016. 金塔南山河流砾石特征指示的青藏高原东北缘地貌演化. 第四纪研究, 36: 907–916

- 杨蓉. 2017. 几种地形演化的数值模拟模型简述. *地震地质*, 39: 1173–1184
- 张波, 何文贵, 庞伟, 吴赵, 邵延秀, 袁道阳. 2016. 青藏块体北部金塔南山断裂晚第四纪走滑活动的地质地貌特征. *地震地质*, 38: 1–21
- 张会平, 张培震, 樊祺诚. 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
- 张建, 胡小飞, 耿豪鹏, 陈殿宝, 潘保田. 2016. 钻孔及现代河流重矿物特征揭示的更新世以来酒东盆地水系演化历史. *地理科学*, 36: 1595–1604
- Adams J M, Gasparini N M, Hobley D E J, Tucker G E, Hutton E W H, Nudurupati S S, Istanbuluoglu E. 2017. The Landlab v1.0 OverlandFlow component: A Python tool for computing shallow-water flow across watersheds. *Geosci Model Dev*, 10: 1645–1663
- Ahnert F. 1970. Functional relationships between denudation, relief, and uplift in large, mid-latitude drainage basins. *Am J Sci*, 268: 243–263
- Ahnert F. 1994. Equilibrium, scale and inheritance in geomorphology. *Geomorphology*, 11: 125–140
- Berlin M M, Anderson R S. 2007. Modeling of knickpoint retreat on the Roan Plateau, western Colorado. *J Geophys Res*, 112: F03S06
- Bishop P. 2007. Long-term landscape evolution: Linking tectonics and surface processes. *Earth Surf Process Landforms*, 32: 329–365
- Burbank D W, Pinter N. 1999. Landscape evolution: The interactions of tectonics and surface processes. *Basin Res*, 11: 1–6
- Chadwick O A, Roering J J, Heimsath A M, Levick S R, Asner G P, Khomo L. 2013. Shaping post-orogenic landscapes by climate and chemical weathering. *Geology*, 41: 1171–1174
- Champel B, Peter V D B, Mugnier J, Leturmy P. 2002. Growth and lateral propagation of fault-related folds in the Siwaliks of western Nepal: Rates, mechanisms, and geomorphic signature. *J Geophys Res*, 107: 2
- Chen F, Yuan Y J, Wei W S, Zhang R B, Yu S L, Shang H, Zhang T W, Qin L, Wang H Q, Chen F H. 2013. Tree-ring-based annual precipitation reconstruction for the Hexi Corridor, NW China: Consequences for climate history on and beyond the mid-latitude Asian continent. *Boreas*, 42: 1008–1021
- Davis W M. 1899. The geographical cycle. *Geographical J*, 14: 481
- Dettman D L, Fang X M, Garzione C N, Li J J. 2003. Uplift-driven climate change at 12 Ma: A long $\delta^{18}\text{O}$ record from the NE margin of the Tibetan Plateau. *Earth Planet Sci Lett*, 214: 267–277
- Dietrich W E, Bellugi D G, Sklar L S, Stock J D, Heimsath A M, Roering J J. 2003. Geomorphic transport laws for predicting landscape form and dynamics. In: Iverson R M, Wilcock P, eds. *Geophysical Monograph Series: Prediction in Geomorphology*. Washington DC: American Geophysical Union. 103–132
- Dietrich W E, Perron J T. 2006. The search for a topographic signature of life. *Nature*, 439: 411–418
- Egholm D L, Knudsen M F, Sandiford M. 2013. Lifespan of mountain ranges scaled by feedbacks between landsliding and erosion by rivers. *Nature*, 498: 475–478
- Geng H P, Pan B T, Milledge D G, Huang B, Zhang G L. 2015. Quantifying sheet wash erosion rates in a mountainous semi-arid basin using environmental radionuclides and a stream power model. *Earth Surf Process Landforms*, 40: 1814–1826
- Giachetta E, Refice A, Capolongo D, Gasparini N M, Pazzaglia F J. 2014. Orogen-scale drainage network evolution and response to erodibility changes: Insights from numerical experiments. *Earth Surf Process Landforms*, 39: 1259–1268
- Gilbert G K. 1877. Report on the Geology of the Henry Mountains. Washington DC: Government Printing Office. 160
- Haghipour N, Burg J P. 2014. Geomorphological analysis of the drainage system on the growing Makran accretionary wedge. *Geomorphology*, 209: 111–132
- Harel M A, Mudd S M, Attal M. 2016. Global analysis of the stream power law parameters based on worldwide ^{10}Be denudation rates. *Geomorphology*, 268: 184–196
- Harkins N, Kirby E, Heimsath A, Robinson R, Reiser U. 2007. Transient fluvial incision in the headwaters of the Yellow River, northeastern Tibet, China. *J Geophys Res*, 112: F03S04
- Hetzel R, Tao M X, Niedermann S, Strecker M R, Ivy-Ochs S, Kubik P W, Gao B. 2004. Implications of the fault scaling law for the growth of topography: Mountain ranges in the broken foreland of north-east Tibet. *Terra Nova*, 16: 157–162
- Hobley D E J, Adams J M, Nudurupati S S, Hutton E W H, Gasparini N M, Istanbuluoglu E, Tucker G E. 2017. Creative computing with Landlab: An open-source toolkit for building, coupling, and exploring two-dimensional numerical models of Earth-surface dynamics. *Earth Surf Dynam*, 5: 21–46
- Hu X F, Chen D B, Pan B T, Chen J J, Zhang J, Chang J, Gong C S, Zhao Q M. 2019a. Sedimentary evolution of the foreland basin in the NE Tibetan Plateau and the growth of the Qilian Shan since 7 Ma. *GSA Bull*, 131: 1744–1760
- Hu X F, Wen Z L, Pan B T, Guo L Y, Cao X L. 2019b. Constraints on deformation kinematics across the Yumu Shan, NE Tibetan Plateau, based on fluvial terraces. *glob Planet Change*, 182: 103023
- Kirby E, Whipple K. 2001. Quantifying differential rock-uplift rates via stream profile analysis. *Geology*, 29: 415–418
- Kirkby M J. 1971. Hillslope process-response models based on the continuity equation. *Institute British Geographers Spec Publ*, 3: 15–30
- Larsen I J, Montgomery D R. 2012. Landslide erosion coupled to

- tectonics and river incision. *Nat Geosci*, 5: 468–473
- Li Y L, Yang J C. 2002. Tectonic geomorphology in the Hexi Corridor, north-west China. *Basin Res*, 10: 345–352
- Ma Z F, Zhang H P, Wang Y Z, Tao Y L, Li X M. 2020. Inversion of Dadu River bedrock channels for the late cenozoic uplift history of the eastern Tibetan Plateau. *Geophys Res Lett*, 47: e86882
- Mackin J H. 1948. Concept of the graded river. *Geol Soc Am Bull*, 59: 463–512
- McGuire L A, Pelletier J D. 2016. Controls on valley spacing in landscapes subject to rapid base-level fall. *Earth Surf Process Landforms*, 41: 460–472
- Palumbo L, Hetzel R, Tao M, Li X. 2010. Topographic and lithologic control on catchment-wide denudation rates derived from cosmogenic ^{10}Be in two mountain ranges at the margin of NE Tibet. *Geomorphology*, 117: 130–142
- Pan B T, Li Q, Hu X F, Geng H P, Gao H S. 2015. Bedrock channels response to differential rock uplift in eastern Qilian Mountain along the northeastern margin of the Tibetan Plateau. *J Asian Earth Sci*, 100: 1–19
- Pazzaglia F J, Brandon M T. 2001. A fluvial record of long-term steady-state uplift and erosion across the Cascadia forearc high, Western Washington State. *Am J Sci*, 301: 385–431
- Perron J T. 2017. Climate and the pace of erosional landscape evolution. *Annu Rev Earth Planet Sci*, 45: 561–591
- Perron J T, Kirchner J W, Dietrich W E. 2008. Spectral signatures of characteristic spatial scales and nonfractal structure in landscapes. *J Geophys Res*, 113: F04003
- Perron J T, Kirchner J W, Dietrich W E. 2009. Formation of evenly spaced ridges and valleys. *Nature*, 460: 502–505
- Perron J T, Richardson P W, Ferrier K L, Lapôtre M. 2012. The root of branching river networks. *Nature*, 492: 100–103
- Rantitsch G, Pischinger G, Kurz W. 2009. Stream profile analysis of the Koraln Range (Eastern Alps). *Swiss J Geosci*, 102: 31–41
- Refice A, Giachetta E, Capolongo D. 2012. SIGNUM: A Matlab, TIN-based landscape evolution model. *Comput Geosci*, 45: 293–303
- Roe G H, Montgomery D R, Hallet B. 2003. Orographic precipitation and the relief of mountain ranges. *J Geophys Res*, 108: 2315
- Roering J. 2012. Landslides limit mountain relief. *Nat Geosci*, 5: 446–447
- Schumm S A. 1956. Evolution of drainage systems and slopes in badlands at Perth Amboy, New Jersey. *Geol Soc Am Bull*, 67: 597–646
- Snow R S, Slingerland R L. 1987. Mathematical modeling of graded river profiles. *J Geol*, 95: 15–33
- Stock J D, Montgomery D R. 1999. Geologic constraints on bedrock river incision using the stream power law. *J Geophys Res*, 104: 4983–4993
- Strahler A N. 1952. Hypsometric (area-altitude) analysis of erosional topography. *Geol Soc Am Bull*, 63: 1117–1141
- Tapponnier P, Xu Z Q, Roger F, Meyer B, Arnaud N, Wittlinger G, Yang J S. 2001. Oblique stepwise rise and growth of the Tibet Plateau. *Science*, 294: 1671–1677
- Theodoratos N, Seybold H, Kirchner J W. 2018. Scaling and similarity of a stream-power incision and linear diffusion landscape evolution model. *Earth Surf Dynam*, 6: 779–808
- Tucker G E, Bras R L. 2000. A stochastic approach to modeling the role of rainfall variability in drainage basin evolution. *Water Resour Res*, 36: 1953–1964
- Tucker G E, Lancaster S T, Gasparini N M, Bras R L, Rybarczyk S M. 2001. An object-oriented framework for distributed hydrologic and geomorphic modeling using triangulated irregular networks. *Comput Geosci*, 27: 959–973
- Tucker G E, Slingerland R. 1997. Drainage basin responses to climate change. *Water Resour Res*, 33: 2031–2047
- Tucker G E, Whipple K X. 2002. Topographic outcomes predicted by stream erosion models: Sensitivity analysis and intermodel comparison. *J Geophys Res*, 107: ETG 1-1
- Vassilaki D I, Stamos A A. 2020. TanDEM-X DEM: Comparative performance review employing LIDAR data and DSMs. *ISPRS J Photogramm Remote Sens*, 160: 33–50
- von Hagke C, Oncken O, Ortner H, Cederbom C E, Aichholzer S. 2014. Late Miocene to present deformation and erosion of the Central Alps—Evidence for steady state mountain building from thermokinematic data. *Tectonophysics*, 632: 250–260
- Wang Y Z, Zheng D W, Pang J Z, Zhang H P, Wang W T, Yu J X, Zhang Z Q, Zheng W J, Zhang P Z, Li Y J. 2018. Using slope-area and apatite fission track analysis to decipher the rock uplift pattern of the Yumu Shan: New insights into the growth of the NE Tibetan Plateau. *Geomorphology*, 308: 118–128
- Whipple K X. 2001. Fluvial landscape response time: How plausible is steady-state denudation? *Am J Sci*, 301: 313–325
- Whipple K X. 2009. Landscape texture set to scale. *Nature*, 460: 468–469
- Whipple K X, Hancock G S, Anderson R S. 2000. River incision into bedrock: Mechanics and relative efficacy of plucking, abrasion, and cavitation. *Geol Soc Am Bull*, 112: 490–503
- Whipple K X, Kirby E, Brocklehurst S H. 1999. Geomorphic limits to climate-induced increases in topographic relief. *Nature*, 401: 39–43
- Whittaker A C, Boulton S J. 2012. Tectonic and climatic controls on knickpoint retreat rates and landscape response times. *J Geophys Res*, 117: F02024
- Willett S D, Brandon M T. 2002. On steady states in mountain belts.

- Geology*, 30: 175–178
- Willett S D, Slingerland R, Hovius N. 2001. Uplift, shortening, and steady state topography in active mountain belts. *Am J Sci*, 301: 455–485
- Willgoose G. 2005. Mathematical modeling of whole landscape evolution. *Annu Rev Earth Planet Sci*, 33: 443–459
- Xiong L Y, Tang G A, Li F Y, Yuan B Y, Lu Z C. 2014. Modeling the evolution of loess-covered landforms in the Loess Plateau of China using a DEM of underground bedrock surface. *Geomorphology*, 209: 18–26
- Xiong L Y, Tang G A, Zhu A X, Yuan B Y, Lu B Y, Dang T M. 2017. Paleotopographic controls on modern gully evolution in the loess landforms of China. *Sci China Earth Sci*, 60: 438–451
- Yang F, Lu H, Yang K, He J, Wang W, Wright J S, Li C W, Han M L, Li Y S. 2017. Evaluation of multiple forcing data sets for precipitation and shortwave radiation over major land areas of China. *Hydrol Earth Syst Sci*, 21: 5805–5821
- Yang R, Suhail H A, Gourbet L, Willett S D, Fellin M G, Lin X B, Gong J F, Wei X C, Maden C, Jiao R R H, Chen H L. 2020. Early Pleistocene drainage pattern changes in Eastern Tibet: Constraints from provenance analysis, thermochronometry, and numerical modeling. *Earth Planet Sci Lett*, 531: 115955
- 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 D Y, Ge W P, Chen Z W, Li C Y, Wang Z C, Zhang H P, Zhang P Z, Zheng D W, Zheng W J, Craddock W H, Dayem K E, Duvall A R, Hough B G, Lease R O, Champagnac J D, Burbank D W, Clark M K, Farley K A, Garzione C N, Kirby E, Molnar P, Roe G H. 2013. The growth of northeastern Tibet and its relevance to large-scale continental geodynamics: A review of recent studies. *Tectonics*, 32: 1358–1370
- Zheng W J, Zhang P Z, Ge W P, Molnar P, Zhang H P, Yuan D Y, Liu J H. 2013a. Late Quaternary slip rate of the South Heli Shan Fault (northern Hexi Corridor, NW China) and its implications for northeastward growth of the Tibetan Plateau. *Tectonics*, 32: 271–293
- Zheng W J, Zhang H P, Zhang P Z, Molnar P, Liu X W, Yuan D Y. 2013b. Late Quaternary slip rates of the thrust faults in western Hexi Corridor (Northern Qilian Shan, China) and their implications for northeastward growth of the Tibetan Plateau. *Geosphere*, 9: 342–354

(责任编辑: 陈建徽)