引用格式：闫兵，2026. 构造地貌物理模拟实验相似性研究进展及其应用综述[J]. 地质力学学报，32（3）：741−758. DOI：10.12090/j.issn.1006-6616.2026015

Citation: YAN B，2026. Similarity in geomorphic physical modeling and its application to tectonic geomorphology: A review[J]. Journal of Geomechanics，32（3）：741−758. DOI：10.12090/j.issn.1006-6616.2026015

构造地貌物理模拟实验相似性研究进展及其应用综述

闫　兵

YAN Bing

西安石油大学地球科学与工程学院，陕西 西安 710065

School of Earth Sciences and Engineering, *Xi'an Shiyou University*, *Xi'an* 710065, *Shaanxi*, *China*

Similarity in geomorphic physical modeling and its application to tectonic geomorphology: A review

Abstract: ［**Objective**］In tectonic geomorphology, physical modeling is a key tool for investigating the interactions between tectonics, climate and surface processes. A fundamental challenge lies in establishing similarity between analog laboratory experiments and natural landscapes, which differ greatly in scale, materials, and boundary conditions. This review systematically evaluates progress and remaining challenges in similarity in analog modeling. ［**Methods**］This paper reviews experimental studies using silica powder or the "MatIV" composite material under controlled conditions of rainfall and tectonic uplift. A comparative framework based on geomorphic parameters (basin self-similarity, sinuosity, spacing ratio, Hack's law, hypsometric integral, slope-area relationships, knickpoint migration, erosion rates, and χ analysis) is adopted to identify consistent findings and discrepancies between experimental and natural landscapes. ［**Results**］In terms of similarity in fluvial morphology, experimental drainage basins exhibit self-similarity over a range of scales, with shape parameters (spacing ratio, Hack exponent) falling within natural ranges. Hypsometric integrals transition from convex to S-shaped as uplift slows, mimicking mature landscapes. The concavity index approaches natural values in sufficiently large basins. Regarding erosion process similarity, experimental erosion rates increase nonlinearly with slope, and a clear shift from fluvial incision to gravity-dominated erosion occurs on steeper slopes, mirroring natural behavior. Derived time scaling has been validated across compressional, extensional, and strike-slip settings. Knickpoint retreat follows a power law with upstream area and can migrate at a constant rate, indicating an intrinsic landscape response. With respect to erosional dynamics similarity, experimental erosion regimes are mixed: detachment-limited in headwaters and transport-limited downstream. The χ value successfully predicts main drainage divide migration toward higher χ values, consistent with theoretical expectations and natural observations. ［**Conclusions**］Despite differences in large-scale and material, analog experiments reproduce key features of natural tectonic landscapes in terms of morphology, erosion processes, and erosional dynamics, including self-similarity, Hack scaling, knickpoint dynamics, and divide migration. This "unreasonable effectiveness" arises from the scale independence of landscape dynamics. Current limitations include lower concavity indices in small basins, insufficient quantification of the steepness index, boundary effects on sinuosity, and oversimplified erosion mechanisms. ［**Significance**］This review provides a systematic synthesis of similarity criteria for physical models of tectonic geomorphology, bridging analog experiments and natural landscapes. It also offers a practical framework for model validation and future quantitative applications in tectonic and climatic research.

Keywords: tectonic geomorphology; physical modeling; similarity; geomorphic parameters; erosional dynamics

---

基金项目：国家自然科学基金项目（42572265）

This research is financially supported by National Natural Science Foundation of China (Grant No. 42572265).

第一作者及通信作者：闫兵（1985—），男，副教授，从事活动构造与构造地貌研究。Email：byan@xsyu.edu.cn

收稿日期：2026−01−28；**修回日期：**2026−05−25；**录用日期：**2026−05−25；**网络出版日期：**2026−06−03；**责任编辑：**范二平

Received：2026−01−28；Revised：2026−05−25；Accepted：2026−05−25；Available Online：2026−06−03；Handling Editor：FAN Erping

摘　要：构造地貌物理模拟实验是理解构造−气候−地表过程相互作用的重要工具。文章系统综述了构造地貌物理模拟实验中模型与自然界地貌之间的相似性研究进展。从流域形态自相似性、河道弯曲度、间距比、Hack定律、面积−高程积分、坡度−面积关系及河流裂点迁移等多个地貌参数入手，梳理了以往研究实验与自然系统对比方面的成果与挑战。研究表明，尽管实验在几何、材料与动力学尺度上存在显著差异，但实验模型仍能再现自然界地貌的若干结构特征与演化规律。然而，实验材料的物理性质、模型边界条件、侵蚀机制简化等因素仍对相似性验证构成限制。未来仍需进一步结合高精度观测、多过程耦合模拟与数值模型验证，推动构造地貌物理模拟在定量解释构造活动、气候变化与地貌响应中的深入应用。

关键词：构造地貌；物理模拟；相似性；地貌参数；侵蚀动力学

中图分类号：P313; P931.2; P554　　**文献标识码：**A　　**文章编号：**1006−6616(2026)03−0741−18

DOI: 10.12090/j.issn.1006-6616.2026015

0　引言

河流地貌是记录活动构造变形的重要载体(Merritts and Vincent, 1989; Whipple et al., 1999; Goren et al., 2014; 李雪梅和张会平, 2017; 刘静等, 2018)。研究河流地貌对揭示构造活动的特征和演化历史，如区域快速抬升、造山带逆冲、差异构造抬升、走滑断层活动等构造过程提供了关键的地貌证据(Lavé and Avouac, 2000; Kirby and Whipple, 2001; Yang et al., 2015; 闫兵和贾东, 2017; Cheng et al., 2018; He et al., 2021)。然而，河流地貌的演化受构造、气候、岩性、沉积作用以及地壳均衡等多种因素共同控制，导致其在解释构造活动时存在多解性(Snyder et al., 2000; Willett et al., 2006)。因此，构建河流地貌演化的正演模型，简化复杂影响因素，检验单一因素的控制作用具有重要的科学意义。

21世纪以来，构造地貌物理模拟方法迅速发展，为揭示构造−气候−地表过程的相互作用提供了有效手段。通过控制主要变量(如抬升速率和降雨速率)，研究明确了构造与气候对均衡地貌状态的关键影响(Crave et al., 2000; Bonnet and Crave, 2003; Lague et al., 2003; Babault et al., 2005)。前陆盆地沉积的模拟实验进一步提出了“动态均衡状态”的观点(Babault et al., 2005, 2007)，而梯度降雨条件下的地貌模拟获得的认识促进了造山带分水岭迁移机制的认识和研究进展(Bonnet, 2009)。近年来，构造地貌学中一些新概念如“瞬时地貌”等被提出(李雪梅和张会平, 2017)，构造地貌物理模拟方法也对其进行了模拟和探讨，并表现出了这一方法的有效性(Tejedor et al., 2017)。同时，新实验材料与方法不断涌现，提升了模拟的真实性与复杂性(Graveleau et al., 2011)。到目前为止，构造地貌物理模拟主要发展出2类代表性实验饱水黏土材料，一类是以硅粉为代表的颗粒材料，其内聚力较高，难以模拟内部构造变形，通常通过整体抬升黏土块的方式模拟构造抬升(Crave et al., 2000; Bonnet and Crave, 2003; Lague et al., 2003; Babault et al., 2005, 2007; Bonnet, 2009; Tejedor et al., 2017)。而Graveleau et al.(2011)发明了一种用硅粉、玻璃微珠、PVC粉、碳粉等4种颗粒材料混合制成的复合黏土材料(研究者称其为“MatIV”)，大大降低了饱水黏土材料的内聚力(硅粉的内聚力约为5000 Pa，“MatIV”约为1000 Pa)，使得该材料可以实现内部变形，模拟各种复杂构造变形背景下的河流地貌演化过程。

将物理模拟所得的实验室模型用于解释自然界河流地貌时，模型与自然界之间的相似性成为首要问题(Paola et al., 2009; Graveleau et al., 2012)。长期以来，地貌学已经发展出多种定量分析描述流域形态、河网结构、河流纵剖面特征等的参数与方法，如河道弯曲度、Hack定律、面积−高程积分(*HI*指数)、坡度−面积关系等(Strahler, 1952; Hack, 1957; Leopold and Wolman, 1957)。这些指标为验证模型相似性提供了依据。然而，实验室条件下缩小、简化的物理模型并不能完全等同于自然界复杂的流域，实验模型能在多大程度上表征自然界流域的特征和演化过程，成为该领域首先要解决的问题(Crave et al., 2000; Niemann and Hasbargen, 2005)。

文章系统总结了构造地貌物理模拟在相似性研究方面的已有进展与现存挑战，旨在为该方法的进一步完善及其在构造地貌学中的深入应用提供参考。

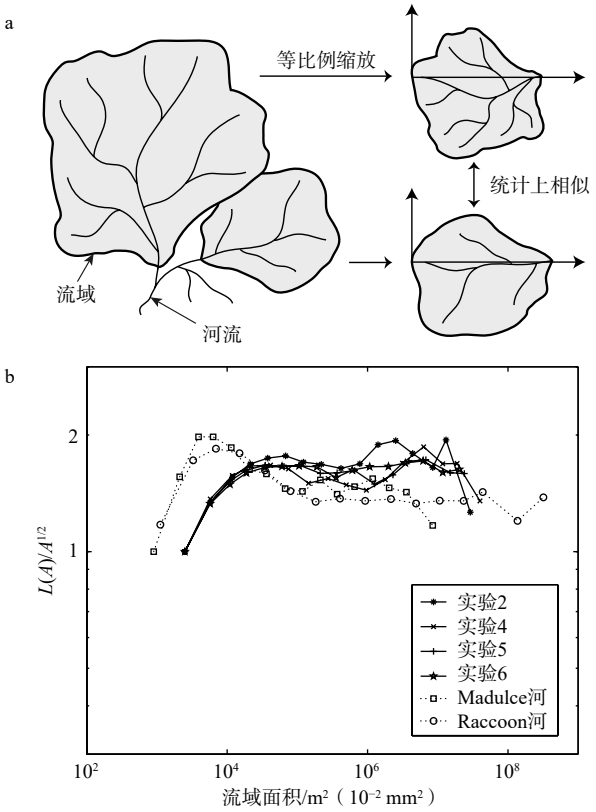
1　河流形态相似性

1.1　流域形态（Basin shape）

流域的某些属性具有尺度不变特征，是自然界流域的普遍规律（Peckham, 1995; Rigon et al., 1996; Dodds and Rothman, 2000），成为评估实验模型合理性的重要依据。下面将重点从流域自相似性、主干河道弯曲度及流域出水口间距比 3 个方面总结相关认识与进展。

（1）自相似性（self-similarity）

自然界流域的平面形态通常在一定尺度范围内符合自相似性，表现为不同尺度流域的欧氏长度与流域面积之间遵循稳定的无量纲关系（Peckham, 1995; Rigon et al., 1996; 图 1a）。针对这一关系，不同学者提出多种形态参数计算方法（Horton, 1932; Hack, 1957）。Niemann and Hasbargen（2005）在其物理模拟中采用参数 $L(A)/A^{1/2}$ 进行表征（$L(A)$ 为欧几里得盆地长度；A 为流域面积；图 1b）。该参数与流域尺度无关。若对流域内各点计算并以流域面积（A）为横轴绘图，数据点应沿一条水平线分布。4 个模拟实验结果显示，流域在一定尺度范围内表现出良好的自相似性，且与自然界流域具有可比性（图 1b）。然而，二者也存在差异，自然流域的 $L(A)/A^{1/2}$ 值随面积增大先升至峰值再回落，而实验值则直接进入平稳区间，研究认为这与实验中山坡–河道过渡更为平缓有关。此外，实验流域的稳定平均值（约 1.6）高于自然流域（约 1.4；图 1b），说明实验流域形态相对狭长。



$L(A)$—欧几里得盆地长度；A—流域面积

a—流域平面自相似性示意图；b—实验流域形状与自然流域形状的对比

图 1　流域自相似性（据 Niemann and Hasbargen, 2005 修改）

Fig. 1　Self-similarity of drainage basins (modified from Niemann and Hasbargen, 2005)

(a) Illustration of the horizontal self-similarity condition; (b) Comparison of experimental and natural basin shapes

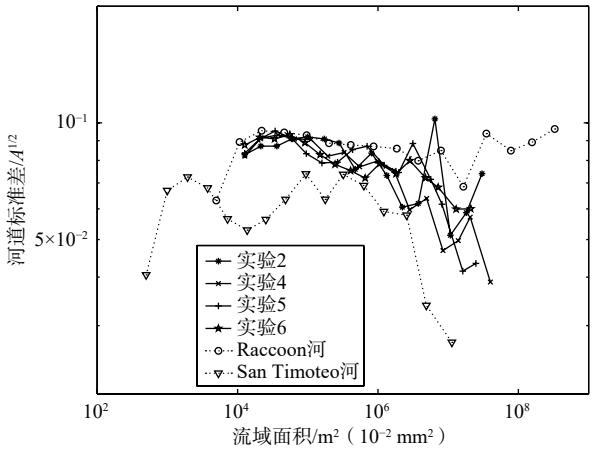
$L(A)$—euclidean basin length; A—drainage area

（2）河道弯曲度（Channel Sinuosity）

河道弯曲度定义为河道长度与河谷长度之比（Leopold and Wolman, 1957; Smart and Surkan, 1967）。在自然界中，构造活跃山区的河流常具有相近的河道弯曲度（Smart and Surkan, 1967）。Niemann and Hasbargen（2005）采用了一种基于干流河道标准差和流域面积的“标准化”河道弯曲度计算方法。河道标准差的计算方法，是在一条穿过流域出水口与干流源头的轴线上，测量河道上每个点相对于该轴线的偏移量，然后计算偏移量的平均值，即为河道标准差；再后，将计算出的河道标准差除以流域面积的平方根，即获得“标准化”河道弯曲度。Niemann and Hasbargen（2005）通过对比模拟河道与自然界河道（如 Raccoon 河、San Timoteo 河）的河道弯曲度发现（图 2），自然界河道的弯曲度在一定流域范围内呈近水平分布，显示出自相似特征。其中 San Timoteo 河随流域面积增大，弯曲度值逐渐降低。实验河道在流域面积较小时也呈近似水平分布，表现出自相似特征；当流域面积增大后，弯曲度明显下降，自相似性发生系统性偏离，可能与实验砂箱的边界约束有关。总体而言，实验河道与自然界河道在弯曲度–面积关系上具有相似的趋势。

（3）间距比（Space Ratio）

间距比（R）定义为山脉半宽度（W）与相邻流域出水口间距（S）的比值。其中，山脉的半宽度是其主分水岭与山脉前缘之间的距离（图 3a; Hovius, 1996; Walker and Allen, 2012）。R 值本质上反映流域的长宽比。Hovius（1996）对 11 条线性山脉的统计表明，除受主边界逆冲断层控制的喜马拉雅山脉



A—流域面积

图 2 实验河道与自然河道的弯曲度对比（据 Niemann and Hasbargen，2005 修改）

Fig. 2 Comparison of the sinuosity of experimental and natural channels (modified from Niemann and Hasbargen, 2005)

A—drainage area

外，大多数在板块汇聚背景下形成的线性山脉 *R* 值介于 1.91～2.23，均值约为 2.1，可能代表线性山脉流域的稳定形态。喜马拉雅山脉的水系受主边界逆冲断层（MBT）的控制和改造，发育典型的横向水系，使得其流域的间距比不规则。而在断层边界块体中，*R* 值范围略宽，为 1.4～4.1，均值约为 2.5（Talling et al., 1997; Purdie and Brook, 2006）。

物理模拟结果支持上述规律。Habousha et al.（2023）在利用饱水硅粉模拟差异构造抬升的实验中发现，均匀抬升阶段 *R* 值随高原切割逐渐上升，最终稳定在 2.1～3.3；差异抬升阶段虽然发生主分水岭的迁移与盆地调整，*R* 值始终未超出自然界 1.4～4.1 范围，表明模拟流域能较好地反映自然界流域的几何约束。此外，Bonnet（2009）在梯度降雨实验中观察到，随着山脉半宽度缩短，单一流域可分裂为 2 个较小流域（图 3b），该过程可能与流域趋于保持一定的间距比而发生的形态调整有关。

1.2 面积–河道长度关系（哈克定律）

哈克定律（Hack, 1957）是构造地貌学领域广泛应用的定量关系，建立了干流河道长度（L_m）与流域面积（A）之间的关系。该定律表述为

$$L_m = k \cdot A^h \tag{1}$$

式中，*k*—常系数；*h*—Hack 指数，该指数综合反映了河流弯曲度与流域形态特征。自然界中，*h* 值通常介于 0.5～0.6，且与抬升速率无关（Hack, 1957; Montgomery and Dietrich, 1992; Rigon et al., 1996; Hurtrez et al., 1999）。

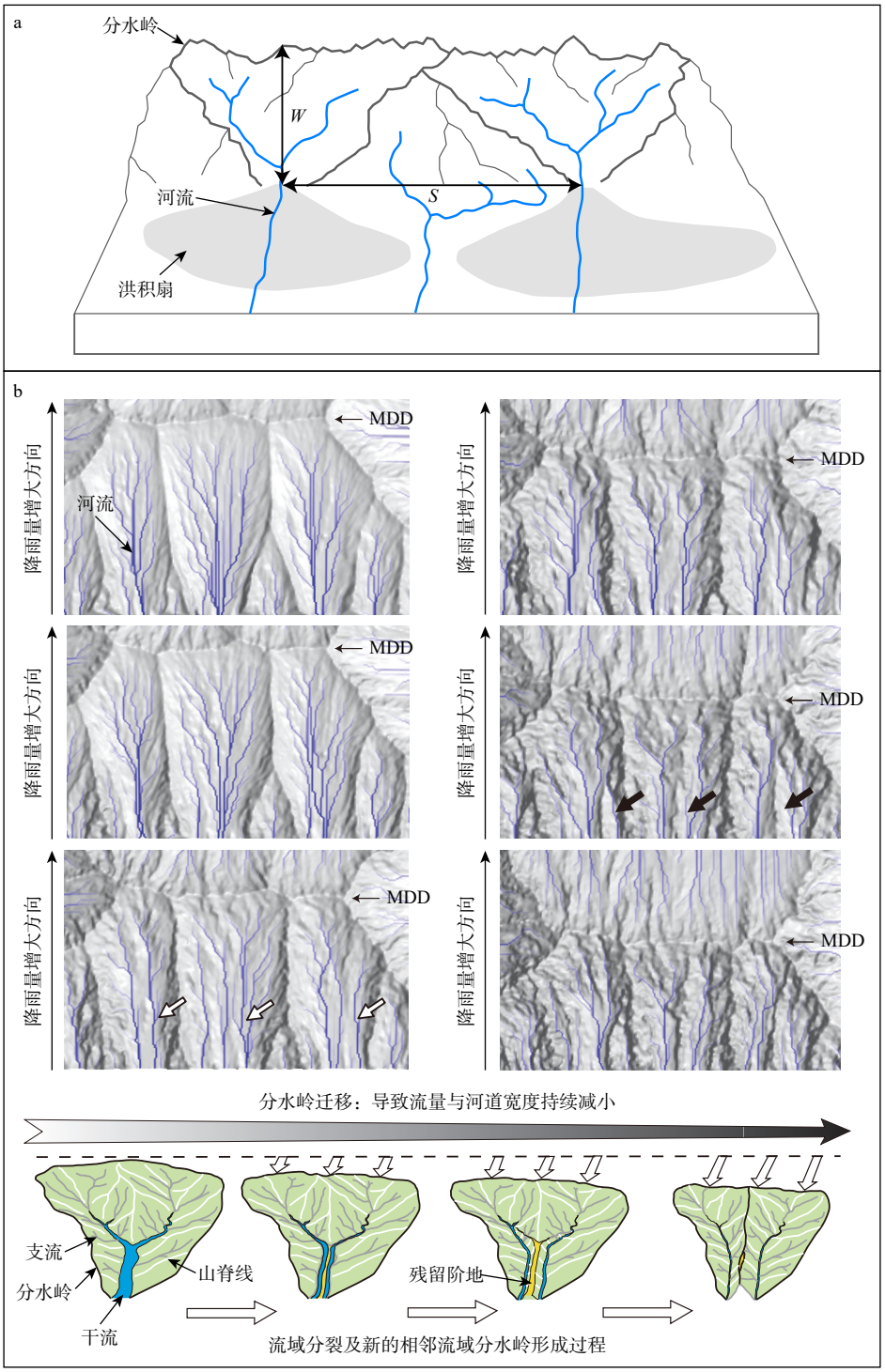
物理模拟实验中，Hack 指数常被用于检验模型与自然界河流的相似性（Lague et al., 2003; Niemann and Hasbargen, 2005; Strak et al., 2011; Habousha et al., 2023）。Lague et al.（2003）发现，当流域面积小于 10 mm² 时，主干流长度随流域面积呈线性增长，反映流线平行特征；当流域面积超过 10 mm² 后，主干流长度随 $A^{1/2}$ 增加（Hack 值为 0.49），指示水流呈树枝状汇流，且该值在不同抬升速率下保持稳定（图 4a、4b）。类似地，Niemann and Hasbargen（2005）和 Strak et al.（2011）分别获得了 0.5（图 4c、4d）和 0.48（图 4e、4f）的 Hack 指数值，且均与自然界典型范围吻合。这些结果说明，实验模型能够有效刻画自然流域的水系结构形态。

值得注意的是，上述实验采用了不同的颗粒材料，Niemann and Hasbargen（2005）采用了中位粒径 D_{50} = 45 μm 的硅粉（掺入约 1% 的高岭土以增加内聚力）。而 Strak et al.（2011）则采用“MatIV”混合饱水黏土。两者所得 Hack 指数均接近自然值，表明 Hack 定律在不同材料体系的物理模拟中具有一定的普适性，进一步支持了实验模型在形态相似性方面的可靠性。

1.3 面积–高程积分（*HI* 指数）

面积–高程积分（*HI* 指数）是量化流域地貌发育阶段与侵蚀状态的重要工具（Strahler, 1952）。该积分以曲线形式表达，其纵坐标为某一等高线的相对高程与流域总高程差之比，横坐标为该等高线以上的水平横截面积与总流域面积之比，因此横纵坐标值均在 0～1。*HI* 指数定义为面积–高程积分曲线下方的面积，反映流域内尚未被侵蚀的相对物质存量（Strahler, 1952; Schumm, 1956）。河流地貌对构造活动的响应可通过 *HI* 值及其曲线形态的变化来表征，通常，凸形曲线与高 *HI* 值指示年轻、构造活跃的地形（如幼年期），而凹形曲线与低 *HI* 值则代表经历长期侵蚀、构造活动较弱的老年期地貌（Willgoose and Hancock, 1998; Hurtrez et al., 1999）。因此，*HI* 指数被广泛用于探讨区域构造活动性（邵崇建等，2015; 徐伟等，2017; Cheng et al., 2018）。

Strak et al.（2011）在正断层背景下的物理模拟中，设置了不同抬升速率（3 μm/s、6 μm/s 和 12 μm/s），并提取了实验流域的面积–高程积分曲线（图 5）。结果显示，所有实验曲线在大部分时段呈凸形，对应高 *HI* 值，反映持续的构造抬升影响。而其自然界类比对象 Tunka 山脉河流的曲线则呈 S 形，*HI* 值较



W—自山前至流域分水岭的垂直距离；*S*—相邻流域出水口之间的直线距离

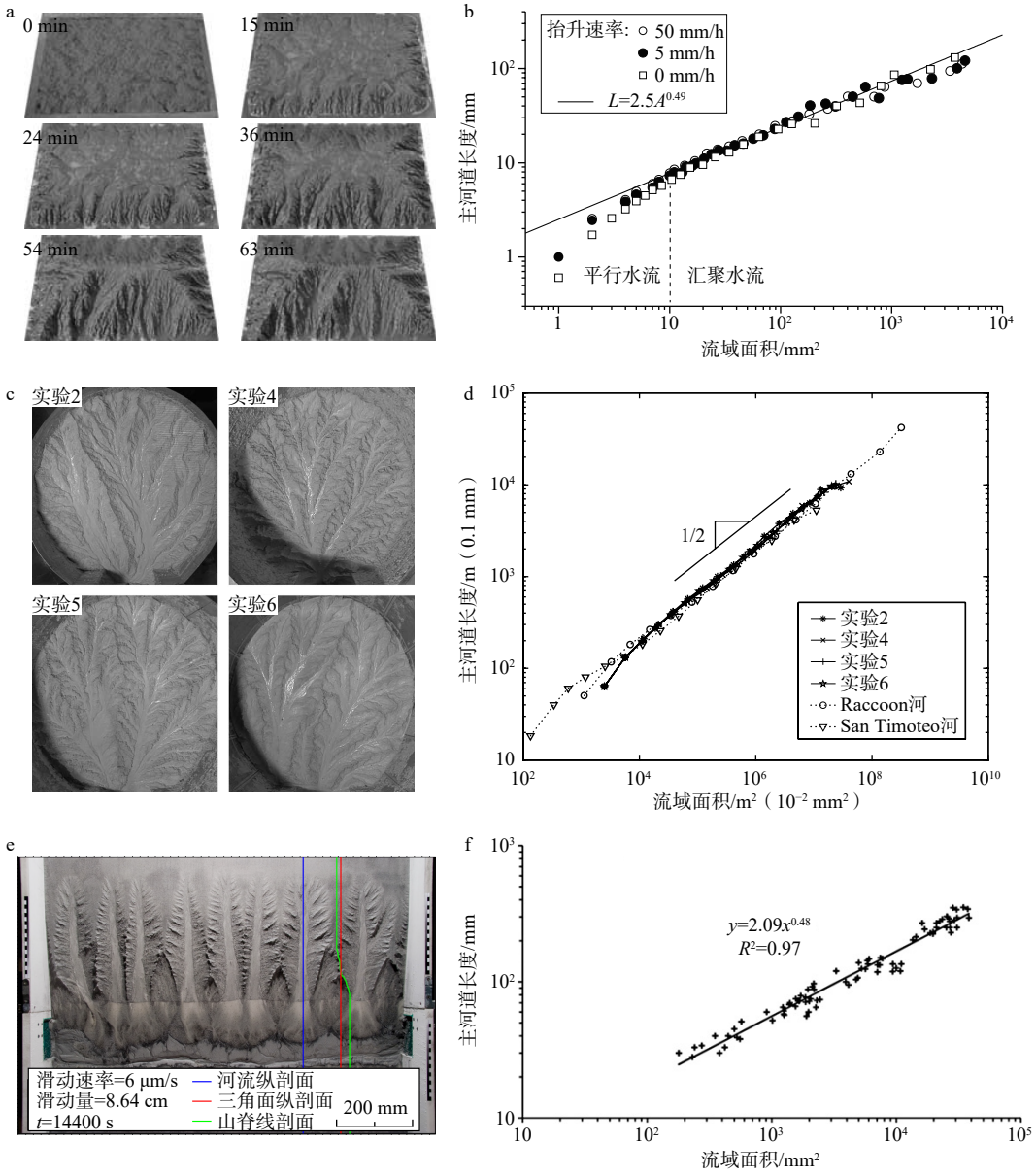
a—间距比 *R* 值测量参数示意图（Hovius, 1996; Purdie and Brook, 2006）；b—主要分水岭（MDD）迁移过程及河流地貌响应过程的晕渲地形图及流域分割过程示意图（Bonnet, 2009）

图 3　流域趋于保持一定间距比的说明图

Fig. 3　Schematic diagram illustrating that drainage basins tend to maintain a certain spacing ratio

(a) Schematic diagram of the parameters used to measure the spacing ratio *R* (Hovius, 1996; Purdie and Brook, 2006); (b) Shaded relief map illustrating the migration of the main drainage divide (MDD) and the fluvial geomorphic response, and schematic diagram showing the watershed segmentation (Bonnet, 2009)

W—vertical distance from the mountain front to the drainage divide; *S*—straight-line distance between adjacent basin outlets



L—河道长度；*A*—流域面积

a—Lague et al.（2003）实验主要过程照片；b—Lague et al.（2003）实验中主河道长度与流域面积的关系；c—Niemann and Hasbargen（2005）4 个实验最终照片；d—Niemann and Hasbargen（2005）实验及 2 条自然界河道的主河道长度与流域面积的关系（图中 1/2 为主河道长度与流域面积的比值）；e—Strak et al.（2011）实验（滑动速率 6 μm/s）最终照片；f—Strak et al.（2011）实验中主河道长度与流域面积的关系

图 4 以往研究中的模拟实验及其主河道长度与流域面积关系

Fig. 4 Experiments in previous studies and the relationship between main channel length and drainage basin area

(a) Photographs of the main experimental process from Lague et al. (2003); (b) Relationship between main channel length and drainage area in the experiments of Lague et al. (2003); (c) Final photographs of four experiments from Niemann and Hasbargen (2005); (d) Relationship between main channel length and drainage area in the experiments of Niemann and Hasbargen (2005) and two natural river channels (the "1/2" in the figure indicates the ratio of main channel length to drainage area); (e) Final photograph of the experiment from Strak et al. (2011) at a slip rate of 6 μm/s; (f) Relationship between main channel length and drainage area in the experiment of Strak et al. (2011).

L—channel length; *A*—drainage area

低。研究认为，这种差异主要源于实验过程中初始高原面始终存在，流域边界不断向砂箱边缘拓展，导致侵蚀发育不完全。值得注意的是，在抬升速率最低（3 μm/s）的实验进行至 28800 s 时，曲线逐渐转

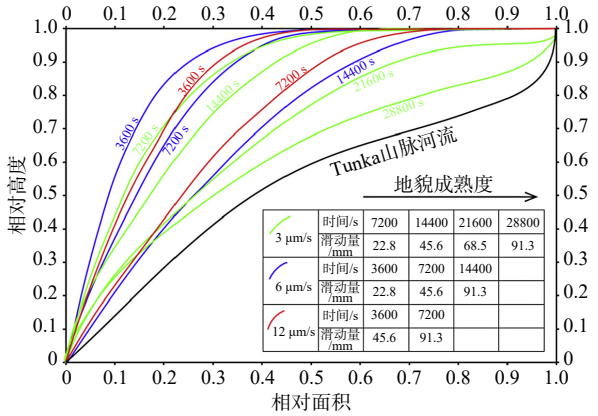


图 5　3 个实验（滑动量分别为 3、6、12 μm/s）不同阶段下盘的面积−高程积分曲线以及 Tunka 山脉的面积−高程积分曲线（Strak et al.，2011）

Fig. 5　Hypsometric curves for the whole footwall at several stages of three experiments (slip rates are 3, 6, 12 μm/s, respectively). The hypsometric curve for the Tunka mountain range is shown for comparison (Strak et al., 2011)

变为 S 形，且形态与 Tunka 山脉接近，表明此时分水岭已迁移至砂箱边界，高原被充分切割，水系趋于成熟。该结果印证了 *HI* 指数在刻画侵蚀发育阶段与构造−侵蚀均衡转换中的有效性。

2　侵蚀过程相似性

2.1　侵蚀速率相似性

在使用硅粉作为实验材料的模拟实验中，几乎没有对侵蚀速率的相似性进行讨论。但在采用“MatIV”材料的实验中，研究者尝试建立了模型的几何相似比，然后对侵蚀速率的相似性进行了探讨，并在此基础上讨论了模型的时间相似比（Graveleau and Dominguez, 2008; Graveleau et al., 2011, 2015）。首先，Graveleau and Dominguez（2008）通过对比实验地貌特征（包括流域宽度、冲积扇半径、阶地高度、三角面宽度等）与自然界天山、Wasatch 断层等地区的地貌数据，将该实验材料产生地貌的几何相似比（模型长度与自然界长度的比值 *l**）限定为 1×10^{-5}～2×10^{-5}，即实验中 1 cm 代表自然界 500～1000 m。其次，Graveleau et al.（2011）通过设计一个初始坡度可调的侵蚀砂箱，在恒定降雨条件下称重被剥蚀物质的累积质量，从而计算出实验材料在不同初始坡度下的侵蚀速率（图 6）。“MatIV”材料的侵蚀速率随初始地形坡度的增加呈非线性增长，在 10°、13°、15°和 20°的初始坡度下，平均侵蚀速率分别为 0.20 mm/h、0.43 mm/h、0.92 mm/h 和 5.30 mm/h（Graveleau et al., 2011）。值得注意的是，当坡度为 15°～20°时，侵蚀速率急剧上升，表明主导侵蚀机制从以河流下切侵蚀为主转变为以坡面滑坡等重力侵蚀过程为主，这一转变特征与自然界中山脉侵蚀速率随坡度变化的趋势相一致（Montgomery and Dietrich, 1992）。将实验中测得的平均侵蚀速率（0.1～1.0 mm/h）与自然界中构造相对稳定地区的平均侵蚀速率（0.01～0.20 mm/a）进行对比，结合几何相似比，估算出实验与自然界的时间相似比（*t**）为 1.1×10^{-10}～4.6×10^{-10}，即实验中的 1 s 约相当于自然界约 100～300 a（Graveleau et al., 2011）。

在此基础上，Graveleau et al.（2015）探讨了挤压、伸展、走滑背景下侵蚀速率及时间相似比的适用性。研究并没有采用固定的几何和时间相似比，而是根据研究对象的时空尺度调整相似比，对于百万年尺度的造山带构造地貌演化过程（含挤压和伸展背景），采用较“慢”的时间比和较“大”的长度比；对于数百到数千年尺度的走滑断层地震复发过程，则采用较“快”的时间比和较“小”的长度比，从而 3 种构造背景下都能获得与自然界可比的侵蚀速率和地貌形态。总的来说，“MatIV”材料通过对比实验和自然界的侵蚀速率，建立了合理的时间相似性，并可以将实验结果应用于解析自然界不同尺度地貌演化中的关键问题。

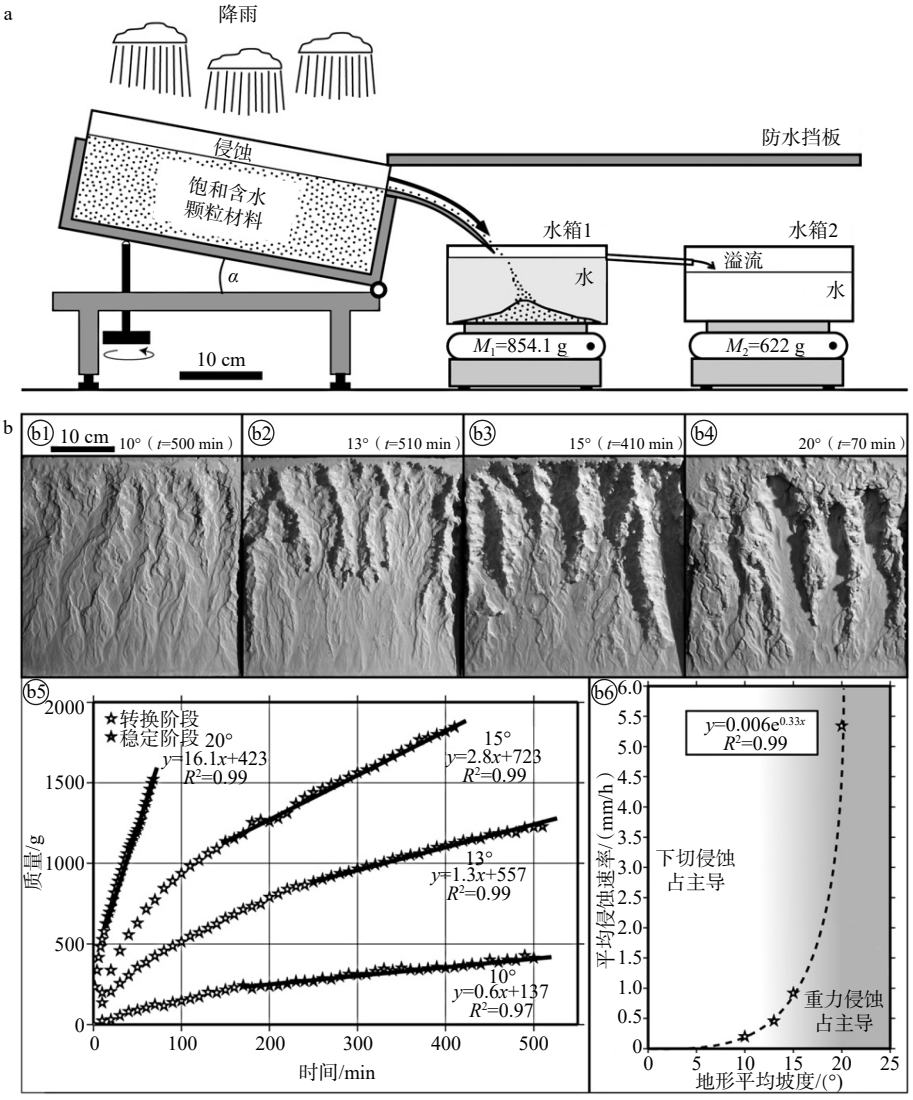
2.2　河流裂点（Knickpoints）

基于水力侵蚀模型，裂点的迁移（后退）速率（*V*）可以表示为

$$V = CA^h \qquad (2)$$

式中，*C*—后退效率系数；*A*—流域面积；*h*—指数（自然界中接近 0.5）。该式表明裂点迁移速率与上游流域面积呈幂律关系。此外，裂点迁移还受河道类型、岩性、降雨量、断层滑动速率、时间尺度等因素影响（Loget and Van Den Driessche, 2009; Whittaker and Boulton, 2012）。如冲积河道的裂点迁移速率显著高于基岩河道、岩石强度、降雨量变化等均会影响侵蚀能力与迁移动态。

早期的水槽实验对裂点演化进行了初步模拟（Gardner, 1983）。随着雾化降雨系统的引入，使用不同材料的实验（如硅粉、“MatIV”）均能观察到裂点的形成与迁移（Graveleau and Dominguez, 2008; Viaplana-Muzas et al., 2015; Moussirou and Bonnet, 2018）。Viaplana-Muzas et al.（2015）在采用“MatIV”



a— Graveleau et al.（2011）设计的测量实验材料侵蚀通量的实验装置（实验箱倾斜角度 α 可调，被侵蚀的颗粒落入装有水的水箱 1，多余的水溢流至水箱 2，2 个水箱的质量变化通过天平进行记录，图中 M_1 和 M_2 分别为水箱 1 和 2 的质量）；b——不同初始坡度下“MatIV”材料的平均侵蚀速率测定结果（b1—b4—不同初始坡度下最终阶段形态的照片；b5—不同表面坡度下侵蚀颗粒质量随时间的变化曲线；b6—平均侵蚀速率随坡度的变化曲线）

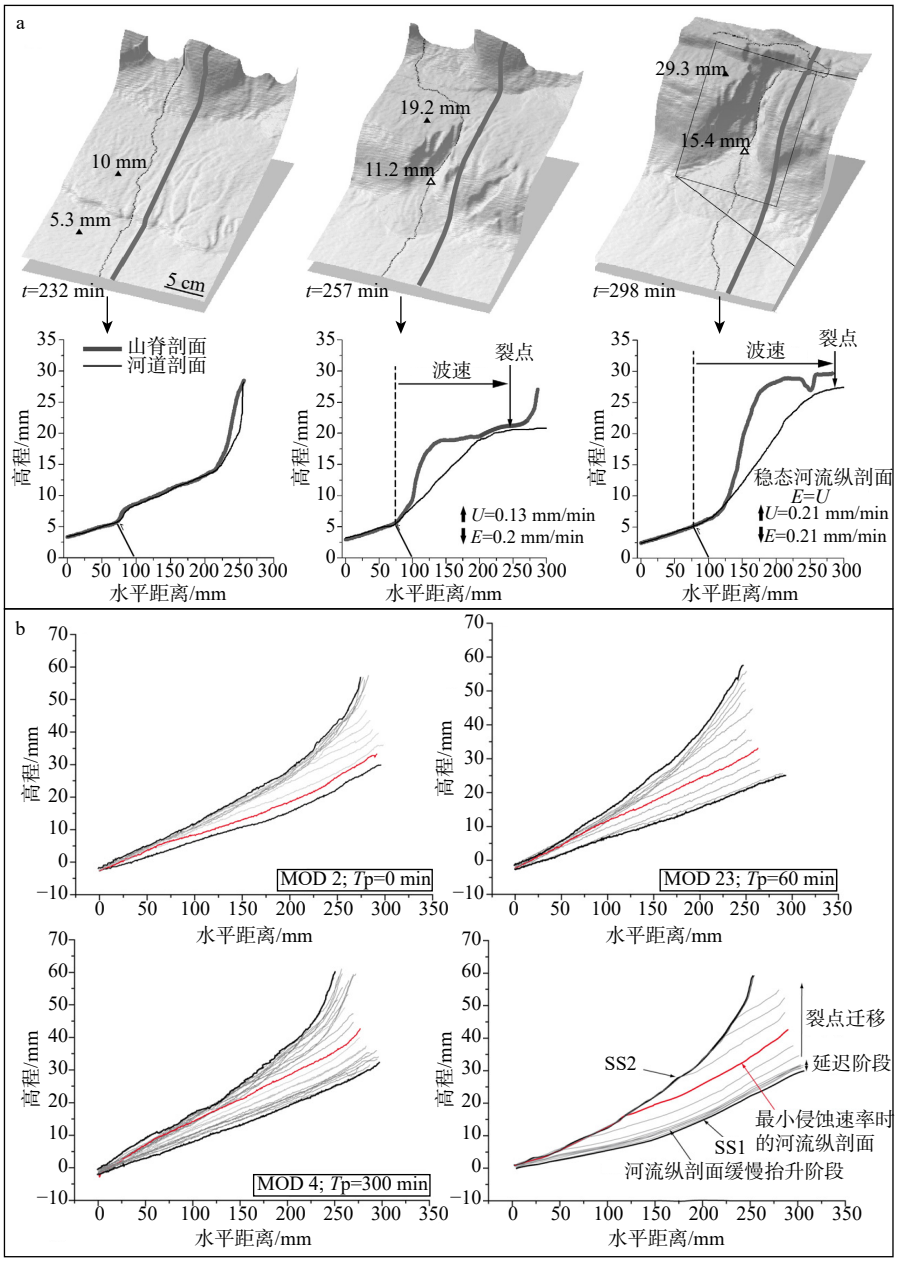
图 6 Graveleau et al.（2011）测定“MatIV”材料侵蚀速率的方法及结果

Fig. 6 Method and results of measuring the erosion rate of the "MatIV" material by Graveleau et al. (2011)

(a) Experimental setup designed by Graveleau et al. (2011) to measure the weight of eroded materials (the tilt angle α of the experimental box is adjustable; eroded particles fall into water tank 1, excess water overflows into tank 2; the mass changes of the two tanks are recorded by balances; M1 and M2 denote the masses of tank 1 and tank 2, respectively); (b) Average erosion rates of the “MatIV” material at different initial slopes, including: photographs of the final morphology at different initial slopes (b1 to b4); curves of the particle mass eroded over time for different surface slopes (b5); curves of the average erosion rate as a function of slope (b6)

的实验中发现，裂点迁移速率与断层滑动速率呈正相关，且在相同流域面积下降雨量越大、迁移越快，与自然界观察结果一致（Loget and Van Den Driessche, 2009; Whittaker and Boulton, 2012）。

然而，关于裂点的迁移速率是否恒定，不同实验存在不同的认识。Moussirou and Bonnet（2018）采用硅粉饱水黏土的实验中观察到，当构造抬升速率不变、降雨减少时，地貌由均衡状态 SS1 向更陡的均衡状态 SS2 过渡，并在下游产生裂点；裂点上游仍保持 SS1 的剖面形态，下游则向更陡的 SS2 剖面调整（图 7）。在不同的实验中，尽管降雨量减少过程历时不同，裂点向上游传播的速率稳定在约 150 mm/h，



E—侵蚀速率；*U*—抬升速率；*T*p—红色河流纵剖面所在的实验时间

a—河道持续下切三维透视图以及山脊线和河流纵剖面（裂点在 *t*=232 min 形成并向上游迁移，*t*=2298 min 河道侵蚀速率与相对抬升速率 0.21 mm/min 达到平衡，该段河道处于稳态；据 Viaplana-Muzas et al., 2015 修改）；b—实验 MOD2、MOD23、MOD4 在降水减少过程中（从均衡状态 SS1 阶段到均衡状态 SS2 阶段）河流纵剖面的演化过程以及河流纵剖面及裂点迁移演化示意性图（相邻剖面时间间隔为 20 min；据 Moussirou and Bonnet, 2018 修改）

图 7　已有模拟研究中观察到的裂点迁移现象

Fig. 7　Knickpoint migration phenomena observed in previous modeling studies

(a) 3D perspective view of continuous river incision, showing ridge lines and longitudinal river profiles. a knickpoint formed at *t* = 232 min and migrated upstream; by *t* = 298 min, the channel erosion rate balanced the relative uplift rate of 0.21 mm/min, and this reach of the river reached steady state (modified from Viaplana-Muzas et al., 2015); (b) Evolution of longitudinal river profiles during precipitation decrease (from steady-state stage SS1 to steady-state stage SS2) in experiments MOD2, MOD23, and MOD4 (consecutive profiles are 20 min apart), together with a schematic diagram illustrating the evolution of the longitudinal river profile and knickpoint migration (modified from Moussirou and Bonnet, 2018)

E—erosion rate; *U*—uplift rate; *T*p—experimental time at which the red river longitudinal profile was recorded

说明在该实验条件下裂点传播表现为一种相对恒定的固有地貌过程。

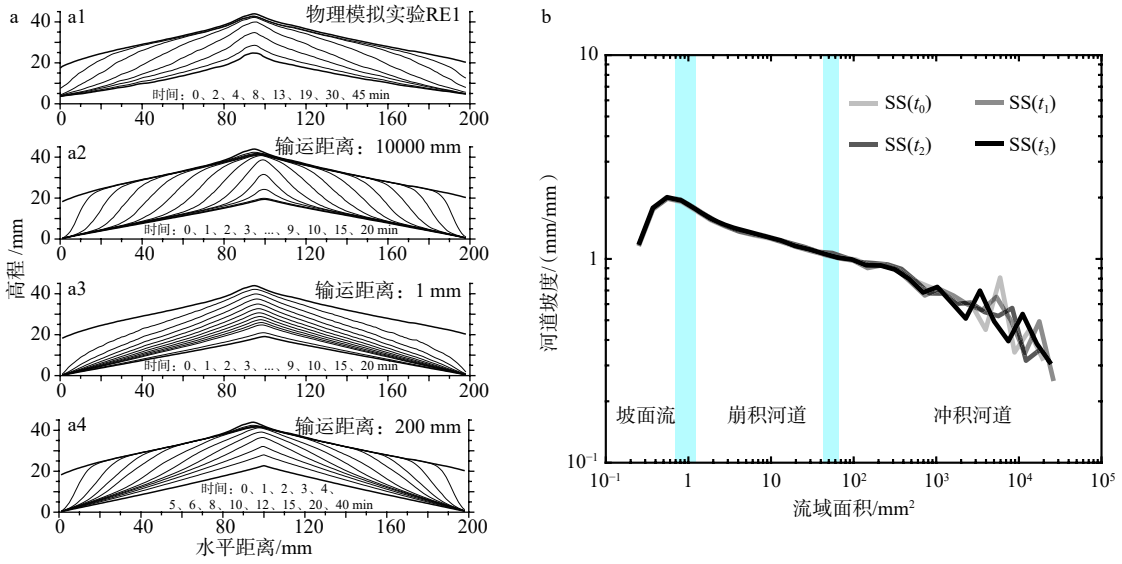
此外，在一些抬升速率发生改变、地貌均衡状态被打破的实验中，尽管未专门分析河流裂点的形成和演化，但仍可观察到河流纵剖面陡度的变化及裂点的形成迹象（Bonnet and Crave, 2003; Lague et al., 2003），反映出裂点对构造−气候扰动的普遍响应。

3 侵蚀动力学相似性

3.1 侵蚀模式

构造地貌物理模拟通常将复杂侵蚀过程简化为由地表径流主导的单一机制。尽管化学侵蚀、风力搬运、滑坡等过程同样影响地貌演化，但从宏观流域系统组织角度看，径流侵蚀仍被视为最主要营力。河道的侵蚀机制与沉积物的搬运方式密切相关。在侵蚀模式的 2 种端元模型中，一种认为沉积物颗粒运移距离较短，或颗粒沉降速度小于水流速度（推移质输运属于此类），通常称为输运限制模型（transport limited model）；另一种认为颗粒一旦从河床剥蚀下来会被水流长距离搬运（相当于悬移质输运），通常称为剥蚀限制模型（detachment limited model; Tucker and Whipple, 2002; Whipple and Tucker, 2002）。一般认为，造山带河流系统更接近剥蚀限制模型，因此在均衡状态下，剥蚀速率（或河流的下切速率）与构造抬升速率相等。

Lague et al.（2003）结合数值模拟分析了物理模拟的侵蚀模式。结果显示，剥蚀限制模型下侵蚀集中于边界并向内部后退，而搬运限制模型下侵蚀呈弥散分布（图 8a）；而物理模拟既呈现初始的高原后退，又表现宽泛的侵蚀区域，说明上游侵蚀更符合剥蚀限制模型，向下游则逐渐过渡到搬运限制模型。对自然界河流的研究表明，坡度−面积关系能够反映河道的侵蚀类型（Montgomery and Foufoula-Georgiou, 1993）。



SS—均衡状态

a—Lague et al.（2003）研究中物理模拟实验和数值模拟实验的侵蚀过程结果对比（a1—实验 RE1 中心区域 7 cm 宽的条带剖面的平均地形剖面；a2—a4—输运距离分别为 10000 mm、1 mm 和 200 mm 的数值模拟实验的地形剖面）；b—Tejedor et al.（2017）模拟实验中稳态地貌的 4 条坡度−面积曲线（时间间隔为 5 min，这些曲线显示的是对数面积区间内的平均值，SS(t_0) 到 SS(t_3) 分别为 t_0 到 t_3 时刻的均衡状态，垂直浅蓝色条带标示了不同侵蚀类型的过渡带）

图 8 已有模拟研究中的侵蚀模式分析图

Fig. 8 Analysis of erosion patterns in previous modeling studies

(a) Comparison of results from physical experiments and numerical simulations of erosion in the study of Lague et al. (2003). (a1) Average topographic profile from the central area of experiment RE1 (using a 7-cm-wide strip profile; (a2) to (a4) Topographic profiles from numerical experiments with transport distances of 10,000 mm, 1 mm, and 200 mm, respectively; (b) Four slope-area curves for a steady-state landscape, with a time interval of 5 mins in the modeling by Tejedor et al. (2017). Note that these curves show averages over logarithmic area bins. The vertical light blue bars depict the transitions between different erosion types.

SS—steady state

Tejedor et al.（2017）依据坡度−面积关系，将其实验中的河道划分为 3 类：流域面积小于 2.5 mm^2 的坡面流，2.5～250.0 mm^2 之间的崩积河道，大于 250.0 mm^2 的冲积河道（图 8b）。该分类与自然界流域的坡度−面积结构高度一致（Montgomery and Foufoula-Georgiou, 1993）。Crave et al.（2000）在无构造抬升的实验中观察到，流域面积小于 100 mm^2 的流域坡度与面积呈幂律关系，指数为 0.04（图 9a）。该结果表明坡度相对恒定，汇流过程未对物质输运产生显著控制，可类比自然界中碎屑流主导千米级流域（Montgomery and Foufoula-Georgiou, 1993）。在 Moussirou and Bonnet（2018）的实验中也观察到了坡度−面积关系的分段特征（图 9b）。

在采用“MatIV”实验中，Strak et al.（2011）指出局部侵蚀速率虽符合经典河流功率定律，但难以明确属于哪种端元模型。研究认为混合模型更接近实验中的侵蚀规律，能够解释实验中河流呈现向上的凸型而非自然界的凸形。然而，要深入理解侵蚀机制对河流纵剖面形态特征的影响，仍需设计更加精细的针对性实验。

3.2　水力侵蚀模型

水力侵蚀模型在自然界中被广泛用于讨论造山带的活动性及构造抬升（Whipple and Tucker, 1999; Snyder et al., 2000; Whipple, 2001; 胡小飞等, 2014; 王一舟等, 2016）。在基于水力侵蚀模型的河流演化模式中，河道纵剖面任意点的高程变化（dz/dt）受构造抬升和侵蚀作用的共同控制（Howard, 1994; Snyder et al., 2000; Montgomery, 2001; 张会平等, 2008）。其数学关系可以表示为

$$\frac{\mathrm{d}z}{\mathrm{d}t} = U - E = U - KA^m S^n \tag{3}$$

式中，z—河道任一点的高程；t—时间；U—构造抬升速率；E—河流下切侵蚀速率；K—侵蚀系数；A—流域面积；S—河道坡度；m、n—常数。

当河道发育达到均衡状态时，构造抬升速率与河流下切速率相等，河道的高程不随时间改变（即 dz/dt = 0），此时的河道纵剖面被称为均衡河道剖面。此时

$$U = E = KA^m S^n \tag{4}$$

则

$$S = (U/K)^{1/n} A^{-(m/n)} \tag{5}$$

令

$$\theta = m/n \tag{6}$$

$$k_\mathrm{s} = (U/K)^{1/n} \tag{7}$$

则可以得到坡度−面积关系的幂律方程：

$$S = k_\mathrm{s} A^{-\theta} \tag{8}$$

式中，k_s—河道纵剖面的陡峭系数；θ—河道纵剖面的下凹程度指数；其余变量符号含义同上。公式（8）又可以进一步表达为

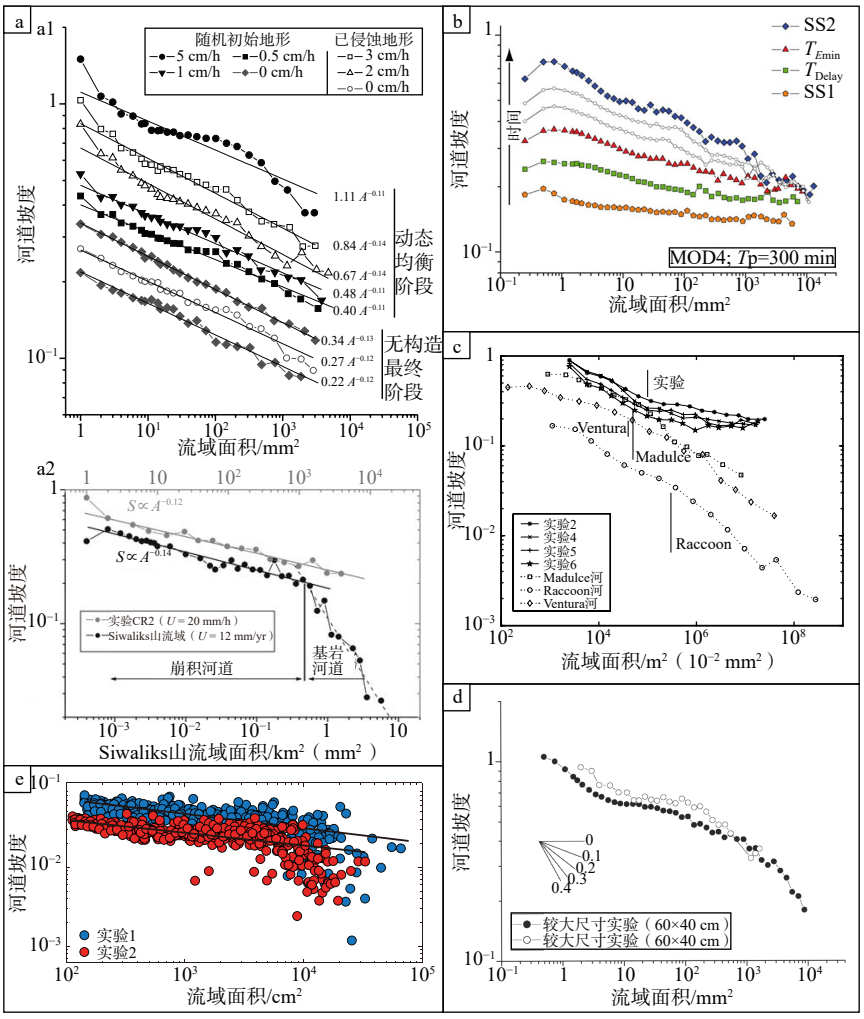
$$\log S = -\theta \cdot \log A + \log k_\mathrm{s} \tag{9}$$

因此在双对数坐标系中，达到均衡状态时的流域面积与河道坡度之间为线性关系。

Lague et al.（2003）通过一系列抬升速率从 0 cm/h 到 5 cm/h 的实验发现，当抬升速率在 0～3 cm/h 之间时，对于流域面积大于 1 mm^2 的河道，其坡度与流域面积满足公式（8）。且 θ 平均值约为 0.12，不随抬升速率或初始地表形态改变（图 9a），表明该条件下侵蚀机制是单一的侵蚀−搬运过程。当抬升速率增至 5 cm/h 时，尽管 k_s 值与 θ 值与其他实验相近，但坡度−面积关系不再严格符合幂律关系，可能是由于地表径流中的沉积物含量升高，导致侵蚀机制由径流侵蚀转变为泥浆侵蚀有关。

自然界 θ 值低于 0.25 常见于以下环境：①随机高斯地表；②劣地冲积河道、临时性冲沟和细粒冲积河流（$\theta \approx 0.11$～0.24）；③泥石流崩积通道（$\theta \approx 0.15$）。若从被剥蚀物质的性质来看，Lague et al.（2003）的实验与细粒冲积河流相近，但其与尼泊尔 Siwaliks 山崩积河道的高度相似性（图 9c）表明，实验河道更可能类比为崩积河道。Bonnet and Crave（2006）在相同抬升速率和降雨速率条件下对比了 2 种不同尺寸的模型，发现其坡度−面积形态相似（图 9d），且 θ 值随流域面积增加呈三阶段变化（0.2～0.3、<0.1、0.3～0.4），反映不同尺寸模型具有相同的侵蚀过程。Niemann and Hasbargen（2005）的实验则显示，坡度−面积关系在小流域面积区符合幂律关系，随流域面积增大 θ 值下降，可能与水流条件从剥蚀限制模型（detachment-limited model）向输运限制模型（transport-limited model）的转变或与边界约束有关。Moussirou and Bonnet（2018）则指出降雨速率对 θ 值的影响：降雨速率较高时 θ 值较低（约 0.07），河道纵剖面较为平直；降雨速率较低时 θ 值较高（约 0.20），河道纵剖面更为弯曲。

在采用“MatIV”材料的实验中 Guerit et al.（2018）发现，当流域面积小于 10^4 cm^2 时，最佳拟合的 θ 值为 0.2（图 9e），较低的 θ 值可能反映崩积河道占主导



SS1—均衡状态 1; SS2—均衡状态 2; T_{Emin}—达到 E_{min}（非均衡状态下的最小侵蚀速率）所对应的时间; T_{Delay}—地貌及侵蚀响应开始的时间; *T*p—降水减少持续时间; *U*—抬升速率; *A*—流域面积; *S*—河道坡度

a1—部分实验最终阶段的坡度–面积关系; a2—实验 CR2 与自然界 Siwaliks 山一个流域的坡度–面积的关系（据 Lague et al., 2003 修改）; b—Moussirou and Bonnet（2018）中实验 MOD4 从均衡状态 1 演化到均衡状态 2 过程中的坡度–面积关系图（灰色点和符号表示过渡阶段）; c—实验与自然界流域的坡度–面积关系图（据 Niemann and Hasbargen, 2005 修改）; d—相同抬升速率与降雨速率下达到稳态的 2 个尺寸不同实验的坡度–面积关系图（数据点为整个模型表面原始数据的对数分箱平均值; 据 Bonnet and Crave, 2006 修改）; e—Guerit et al.（2018）给出的 2 个实验的河流坡度–面积关系（2 个实验均呈现相同的 *m*/*n* 比值 0.2, 实验中使用的为“MatIV”饱水黏土）

图 9 已有模拟研究中的坡度–面积关系

Fig. 9 Slope–area relationship in previous modeling studies

(a1) Slope–area relationship at the final stage of selected experiments; (a2) Slope–area relationship for experiment CR2 and a natural catchment from the Siwaliks Hills (modified from Lague et al., 2003); (b) Slope–area relationship for selected stages during the evolution of experiment MOD4 (solid symbols) and for intermediate stages (open symbols) between T_{Emin} (E_{min} is the minimum erosion rate under non-steady-state conditions; T_{Emin} is the time at which Emin is reached) and SS2 (SS stands for steady state; modified from Moussirou and Bonnet, 2018); (c) Slope–area relationship for experimental and natural catchments, where slopes are calculated using a parameter k = 0.2 (modified from Niemann and Hasbargen, 2005); (d) Slope–area relationship for two experiments of different sizes that reached steady state under the same uplift and rainfall rates. Data points are logarithmic bin averages of the raw data from the entire model surface (modified from Bonnet and Crave, 2006); (e) Slope–area relationship for two experiments. Both experiments yield the same *m*/*n* ratio of 0.2. Note that this study used “MatIV” water-saturated clay (modified from Guerit et al., 2018)

SS1—steady state 1; SS2—steady state 2; T_{Emin}—time corresponding to the minimum erosion rate (E_{min}) under non-steady-state conditions; T_{Delay}—time when the geomorphic and erosion response begins; *T*p—duration of precipitation decrease; *U*—uplift rate; *A*—drainage area; *S*—channel slope

或河流系统受逆冲断层前缘的扰动有关。当流域面积超过 10^4 cm^2 后 θ 值变大，可达约 0.5。Strak et al.（2011）基于侵蚀速率拟合得到 m=n =1，即 θ 值为 1，但该结果并非直接来自坡度−面积统计，且其统计的最大流域面积（<350 cm^2）与 Guerit et al.（2018）更大的模型（最大流域面积>10^4 cm^2）难以直接对比，限制了对流域面积影响 θ 值的进一步评估。

从公式（7）可以看出，陡峭系数 k_s 与构造抬升速率有关。在均质岩石和恒定气候、构造条件下，k_s 应沿河道保持不变，而高 k_s 值区域通常指示更高的相对抬升速率。在以往大量实验中，虽然设置了抬升速率的变化，一些研究者也讨论了河道坡度与抬升速率之间的关系（Yan et al., 2023; Li et al., 2025），但几乎没有开展过基于公式（7）的陡峭系数分析工作。尽管不同实验均能通过计算获取其 θ 值，但目前仍缺乏对陡峭系数 k_s 值的有效分析方法和结果。在 Habousha et al.（2023）的研究中，虽然引入了差异抬升，但并未对河流陡峭系数进行计算。

3.3　分水岭迁移

分水岭迁移与构造差异抬升、气候不均一性之间的密切关系成为构造地貌研究的热点科学问题之一（Willett et al., 2014; Whipple et al., 2017; He et al., 2021; Bian et al., 2025）。很多物理模拟实验尝试探讨构造活动性与分水岭迁移之间的关系（Bonnet, 2009; Guerit et al., 2018; Habousha et al., 2023; Yan et al., 2023）。Bonnet（2009）通过实验发现，跨过分水岭的不均匀降雨能够促使分水岭向降雨少的一侧迁移，并且与自然界观察到的分水岭地貌和降雨分布特征相吻合。在采用单侧抬升的模拟实验中，无论是使用饱水硅粉（Yan et al., 2023）还是“MatIV”材料（Strak et al., 2011），都可以观察到流域向初始高原面内部生长的过程。Yan et al.（2023）认为，青藏高原内部为内流区，可以假设为未侵蚀高原面，在这种特殊情况下，河流的溯源侵蚀可以当作分水岭向高原内部的迁移（包含分水岭迁移和流域袭夺过程）来看待，并且据此提出青藏高原整体抬升是分水岭向高原内部迁移的主要驱动力。

近年来，在水力侵蚀模型的基础上发展出了一种河道剖面变换指标 χ（chi）值用于分析分水岭的迁移趋势（Willett et al., 2014; Whipple et al., 2017; Forte and Whipple, 2018）。χ 变换基于河道坡度（S）与流域面积（A）之间的幂律关系式（9），表达为

$$S = k_{sn} A^{-\theta_{ref}} \tag{10}$$

式中，k_{sn}—归一化河道陡度指数；θ_{ref}—下凹程度参考指数；χ 通过积分上游流域面积的变化来线性化河道剖面，使其在稳态条件下呈现直线。其计算公式：

$$\chi = \int_{x_b}^{x} \left[\frac{A_0}{A(x')} \right]^{\theta_{ref}} \mathrm{d}x' \tag{11}$$

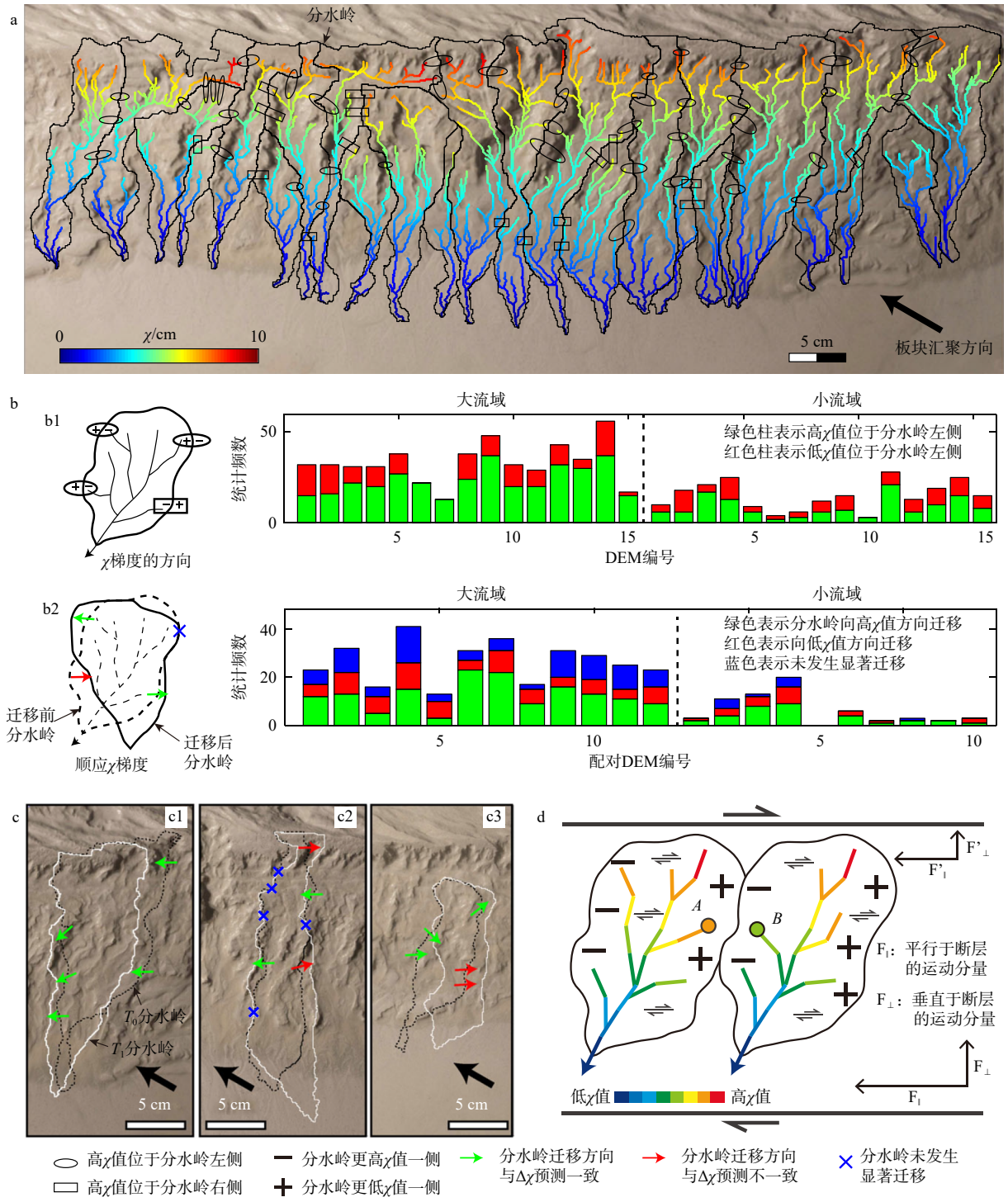
式中，x—沿河道的距离；x'—虚拟变量；A_0—参考流域面积（通常设为 1）；x_b—流域出口位置；其余变量符号含义同上。在稳态条件下，若岩石抬升率、气候、岩性等空间条件均匀分布的情况下，χ 变换后的河道剖面应为一条直线，其斜率即为 k_{sn}，若剖面出现弯曲或分段线性，则可能反映空间或时间上的非稳态变化，如抬升速率沿空间的变化、气候变化、岩性差异、流域面积变化（如分水岭迁移、河流袭夺）等。如果分水岭稳定，两侧在相同参考流域面积处的 χ 值应大致相等。如果分水岭两侧 χ 存在显著差异，则可能指示分水岭不稳定，分水岭倾向于从低 χ 侧向高 χ 侧迁移。由于空间非均匀性（如抬升梯度）能够造成分水岭两侧 χ 值的不均匀性，因此 χ 值异常可能反映未来的潜在不稳定性，即如果当前的空间非均匀性（如抬升梯度）消失，分水岭将按 χ 指示方向迁移，因此通常引入 Gilbert 指标等方法判断分水岭迁移（Forte and Whipple, 2018; Zhou et al., 2022）。

公式（11）是假设均一抬升和地貌均衡状态（侵蚀速率等于抬升速率）情况下。而 Habousha et al.（2023）提出，当抬升速率（U）在空间上随 x 发生变化时，即 U 不再是常数，此时 U 用 $U(x)$ 表示，公式（11）应修正为

$$\chi' = \int_{x_b}^{x} \left[\frac{U(x) A_0^m}{A(x')^m} \right]^{\frac{1}{n}} \mathrm{d}x' \tag{12}$$

式中，χ'—修正后的河道剖面变换指标；其余变量符号含义同上。在差异抬升开始后，主要分水岭两侧的 χ' 梯度会显著升高，预示着分水岭的迁移方向，主要分水岭会向 χ' 值更高的一侧迁移。随着分水岭迁移逐渐完成，χ' 梯度显著降低，表明地貌在新的抬升模式下重新达到了稳定状态。

Guerit et al.（2016）采用“MatIV”饱水黏土模拟了新西兰走滑挤压背景下流域的演化特征，提出板块间的走滑挤压造成沿断裂带流域整体流向的旋转。通过分析实验过程中的 m/n 值（图 9d），Guerit et al.（2018）利用实验 DEM 数据计算出了模型河流的 χ 值（图 10a），并且用于判断相邻流域分水岭的迁移



a—从实验数字高程模型（DEM）中提取的一幅典型χ值分布图；b—针对大流域与小流域的χ值与流域形态关系的统计分析（b1—T_0时刻Δχ的方向；b2—为分水岭在T_0至T_1期间的迁移方向及其与χ和Δχ值的关系）；c—大流域（c1和c2）与小流域（c3）在T_0至T_1期间的分水岭迁移实例；d—2条走滑断层边界斜向分布式应变作用影响下的流域顺时针旋转及χ值变化趋势

图 10 Guerit et al.（2018）模拟研究中提取的河道χ值及其与分水岭迁移的关系

Fig. 10 Channel χ values and their relationship with drainage divide migration in the modeling study of Guerit et al. (2018)

(a) A representative χ-map extracted from an experimental DEM; (b) Statistical analysis of the relationship between χ-values and basin morphology for large and small basins: (b1) Orientation of $\Delta\chi$ at time T_0; (b2) The migration direction of the divide between T_0 and T_1 and its relationship with $\Delta\chi$ values; (c) Examples of divide migration from T_0 to T_1 for large basins (c1, c2) and small basins (c3); (d) Clockwise rotation of drainage basins and χ-value trends in response to distributed oblique strain bounded by two strike-slip faults

趋势(图 10b)。结果表明,在实验的右旋走滑挤压背景下,约 67% 的分水岭表现出左侧 χ 值高于右侧,这与预期的构造变形方向一致(图 10b1),尤其是大型盆地中这一比例更高(70%),说明大型盆地的 χ 值更能反映区域构造应变;在发生迁移的分水岭中,约 65% 的分水岭迁移方向与 $\Delta\chi$ 的预测一致,即向高 χ 值一侧迁移(图 10b2);具体实例中多数分水岭的迁移方向与 $\Delta\chi$ 的预测一致(图 10c)。研究者在此基础上提出了走滑挤压背景下分水岭迁移的理论模型,即受走滑断层边界斜向分布式应变作用的影响,流域发生顺时针旋转,分水岭两侧不同流域相邻位置(图 10d 中的 *A* 和 *B*)到出水口的河道长度加长和缩短的结果不同,从而造成分水岭两侧 χ 值的变化(图 10d)。

4　讨论:实验材料与设置对模拟结果的影响

总的来说,文中重点讨论的实验中采用了硅粉和“MatIV”混合粉末 2 种材料(表 1),部分研究采用了内聚力更高的黄土或者通过在硅粉中加入少量高岭土来改变材料的内聚力(Niemann and Hasbargen, 2005)。直观对比采用纯硅粉(图 3b)和非纯硅粉(图 4a、4b)的物理模拟实验可以发现,非纯硅粉的实验生成的地貌更加起伏,河流更加弯曲,这可能是为什么 Niemann and Hasbargen(2005)文章中生成的河道弯曲度较高、甚至高于自然界河流的原因。遗憾的是,其他论文中没有对河道弯曲度进行计算,因此无法对比不同材料是否在这方面有差别。

所有实验产生的河流地貌的坡度−面积关系的幂律指数 θ 值总的来说分布在 0.05～0.30,比自然界流域的 θ 值(通常在 0.35～0.60)偏小(Whipple and Tucker, 1999)。在一些采用硅粉、模型长宽较大的实验中,当流域面积超过 10^3 mm^2 时,可以观察到其坡度−面积关系曲线明显增大(Babault et al., 2005; Bonnet and Crave, 2006; Moussirou and Bonnet, 2018),可能接近自然界 θ 值。而 Guerit et al.(2018)在用“MatIV”材料的实验中提出,当流域面积超过 10^4 cm^2 时,θ 值可能增大至 0.5。然而,由于大多数实验室条件的限制,以及从实验的可行性角度出发,很难将模型无限增大,以提供足够用于 θ 值分析的坡度−面积关系图。

5　结束语

传统构造物理模拟的相似性包括 3 个方面的相似性:几何学相似性、运动学相似性和动力学相

表 1　以往实验采用的实验材料和设置

Table 1　Experimental materials and setups used in previous studies

参考文献	实验材料	直径/μm	模型箱 长/cm×宽/cm	降雨速率/ (mm/h)
		硅粉或黄土		
Crave et al., 2000	硅粉	10	27×18	50
Bonnet and Crave, 2003	硅粉	10～20	20×14	50～350
Lague et al., 2003	黄土	45	30×20	100 ± 15
Babault et al., 2005	硅粉	10	60×40	120 ± 5
Niemann and Hasbargen, 2005	硅粉 (含1%高岭土)	45	近圆形 (面积6250 cm^2)	15～60
Bonnet, 2009	硅粉	20	60×40	50～150(梯度)
Tejedor et al., 2017	硅粉	25	50×50	45和225
Moussirou and Bonnet, 2018	硅粉	10～20	60×40	60～160
Habousha et al., 2023	硅粉	75	90×50	65 ± 10
		“MatIV”(括弧内分别为玻璃微珠、硅粉、PVC粉、碳粉的比例和粒径)		
Graveleau and Dominguez, 2008	“MatIV”(40%、40%、18%、2%)	105 ± 5(88、43、147、172)	220×120	30
Strak et al., 2011	“MatIV”(40%、35%、23%、2%)	80 ± 5 (40～70、1～200、50、90～180)	130×100	26 ± 4
Guerit et al., 2016, 2018	“MatIV”(46%、30%、24%、额外～1%)	未说明(88、43、147、172)	260×140	0～50(梯度)

降雨量为范围且没有表明梯度降雨的,为多个实验采用不同降雨量

似性。到目前为止，几乎没有采用硅粉的构造地貌物理模拟实验计算实验的应力相似性和运动学相似性。在使用“MatIV”材料开展的一系列实验中，通过测定实验材料的内聚力计算了这种材料的应力相似比，并通过对比实验过程中与自然界的侵蚀速率，计算了实验中的时间相似性，将其应用于一系列模拟实验。

尽管存在上述局限性，物理模拟在解释大尺度构造地貌演化规律方面表现出了较高的可靠性甚至前瞻性，同时也为数值模型提供了有效的物理验证。*The “unreasonable effectiveness” of stratigraphic and geomorphic experiments* 一文中指出，构造地貌物理模拟实验具有“看似不合理的有效性”的特征。尽管实验在空间尺度、时间尺度、材料属性等方面与自然系统存在巨大差异，难以完全实现实验模型在侵蚀动力学方面的相似性，但仍能再现自然系统的空间结构和运动学特征。这种“看似不合理的有效性”源于地貌系统的自然尺度独立性，如果一个系统具有内部自相似性，那么其很可能也表现出外部的相似性，即小尺度实验可以模拟大尺度自然系统；尺度独立性的物理基础在一定程度上依赖于湍流中雷诺数的独立性，地貌系统中的尺度独立性源于动力学过程的尺度分离，即大尺度行为对小尺度细节不敏感。

总的来说，将实验室尺度地貌与自然地貌的对比并非易事，与构造物理的相似性不同，构造地貌演化的自然条件在缩小到实验室尺度时不可避免地产生尺度失真。尽管实验在空间尺度、时间尺度、材料属性等方面与自然系统存在巨大差异，甚至无法满足经典动力学缩放的所有要求，但通过地貌参数的尺度独立性仍能再现自然系统的空间结构和运动学特征，实现有意义的类比与机制探讨。

期待在未来的研究中，随着实验方法的不断创新与进步、计算机软硬件技术的飞速发展，构造地貌物理模拟实验将实现多过程耦合实验设计，引入沉积、构造复活等多过程交互，提高模型的自然真实性与机制解释力；结合高精度激光扫描、应力应变传感器等技术，实现对实验过程中地形、流速、侵蚀速率的动态监测与定量反演；发展超重力条件下的地貌模拟方法，实现地貌演化过程中的地壳均衡过程。总之，构造地貌物理模拟实验仍是一个充满活力且不断发展的研究领域。通过持续的方法创新与跨学科融合，该领域将为构造地貌学理论体系提供更加坚实的实验基础与理论支撑。

作者贡献声明： 闫兵为本文唯一作者，负责论文全部工作。所有作者均阅读并同意稿件的提交和发表。

Author’s Contributions: YAN Bing, as the sole author, is responsible for all the work and has read and approved the submission and publication of this manuscript.

利益冲突声明： 本文所有作者声明本研究无任何利益冲突。

Conflict of Interests: The author declares no conflict of interests.

References

BABAULT J, BONNET S, CRAVE A, et al., 2005. Influence of piedmont sedimentation on erosion dynamics of an uplifting landscape: an experimental approach[J]. Geology, 33(4): 301-304.

BABAULT J, BONNET S, VAN DEN DRIESSCHE J, et al., 2007. High elevation of low-relief surfaces in mountain belts: does it equate to post-orogenic surface uplift?[J]. Terra Nova, 19(4): 272-277.

BIAN S, TAN X B, ZUZA A V, et al., 2025. How does the newly-formed drainage divide migrate after a river capture event?[J]. Earth and Planetary Science Letters, 651: 119165.

BONNET S, CRAVE A, 2003. Landscape response to climate change: insights from experimental modeling and implications for tectonic versus climatic uplift of topography[J]. Geology, 31(2): 123-126.

BONNET S, CRAVE A, 2006. Macroscale dynamics of experimental landscapes[M]//BUITER S J H, SCHREURS G. Analogue and numerical modelling of crustal-scale processes. London: Geological Society of London: 327-339.

BONNET S, 2009. Shrinking and splitting of drainage basins in orogenic landscapes from the migration of the main drainage divide[J]. Nature Geoscience, 2(12): 897-897.

CHENG Y L, HE C Q, RAO G, et al., 2018. Geomorphological and structural characterization of the southern Weihe Graben, central China: implications for fault segmentation[J]. Tectonophysics, 722: 11-24.

CRAVE A, LAGUE D, DAVY P, et al., 2000. Analogue modelling of relief dynamics[J]. Physics and Chemistry of the Earth, Part A: Solid Earth and Geodesy, 25(6-7): 549-553.

DODDS P S, ROTHMAN D H, 2000. Geometry of river networks. I. Scaling, fluctuations, and deviations[J]. Physical Review E, 63(1): 016115.

FORTE A M, WHIPPLE K X, 2018. Criteria and tools for determining drainage divide stability[J]. Earth and Planetary Science Letters, 493: 102-117.

GARDNER T W, 1983. Experimental study of knickpoint and longitudinal profile evolution in cohesive, homogeneous material[J]. GSA Bulletin, 94(5): 664-672.

GOREN L, FOX M, WILLETT S D, 2014. Tectonics from fluvial topo-

graphy using formal linear inversion: theory and applications to the Inyo Mountains, California[J]. Journal of Geophysical Research: Earth Surface, 119(8): 1651-1681.

GRAVELEAU F, DOMINGUEZ S, 2008. Analogue modelling of the interaction between tectonics, erosion and sedimentation in foreland thrust belts[J]. Comptes Rendus Géoscience, 340(5): 324-333.

GRAVELEAU F, HURTREZ J E, DOMINGUEZ S, et al., 2011. A new experimental material for modeling relief dynamics and interactions between tectonics and surface processes[J]. Tectonophysics, 513(1-4): 68-87.

GRAVELEAU F, MALAVIEILLE J, DOMINGUEZ S, 2012. Experimental modelling of orogenic wedges: a review[J]. Tectonophysics, 538-540: 1-66.

GRAVELEAU F, STRAK V, DOMINGUEZ S, et al., 2015. Experimental modelling of tectonics–erosion–sedimentation interactions in compressional, extensional, and strike–slip settings[J]. Geomorphology, 244: 146-168.

GUERIT L, DOMINGUEZ S, MALAVIEILLE J, et al., 2016. Deformation of an experimental drainage network in oblique collision[J]. Tectonophysics, 693: 210-222.

GUERIT L, GOREN L, DOMINGUEZ S, et al., 2018. Landscape 'stress' and reorganization from χ-maps: insights from experimental drainage networks in oblique collision setting[J]. Earth Surface Processes and Landforms, 43(15): 3152-3163.

HABOUSHA K, GOREN L, NATIV R, et al., 2023. Plan-form evolution of drainage basins in response to tectonic changes: insights from experimental and numerical landscapes[J]. Journal of Geophysical Research: Earth Surface, 128(3): e2022JF006876.

HACK J T, 1957. Studies of longitudinal stream profiles in Virginia and Maryland[R]. Washington: U. S. Geological Survey.

HE C Q, YANG C J, TUROWSKI J M, et al., 2021. Constraining tectonic uplift and advection from the main drainage divide of a mountain belt[J]. Nature Communications, 12(1): 544.

HORTON R E, 1932. Drainage-basin characteristics[J]. Eos, Transactions American Geophysical Union, 13(1): 350-361.

HOVIUS N, 1996. Regular spacing of drainage outlets from linear mountain belts[J]. Basin Research, 8(1): 29-44.

HOWARD A D, 1994. A detachment-limited model of drainage basin evolution[J]. Water Resources Research, 30(7): 2261-2285.

HU X F, PAN B T, LI Q, 2014. Principles of the stream power erosion model and its latest progress in research[J]. Journal of Lanzhou University (Natural Sciences), 50(6): 824-831. (in Chinese with English abstract)

HURTREZ J E, SOL C, LUCAZEAU F, 1999. Effect of drainage area on hypsometry from an analysis of small-scale drainage basins in the siwalik hills (central nepal)[J]. Earth Surface Processes and Landforms, 24(9): 799-808.

KIRBY E, WHIPPLE K, 2001. Quantifying differential rock-uplift rates via stream profile analysis[J]. Geology, 29(5): 415-418.

LAGUE D, CRAVE A, DAVY P, 2003. Laboratory experiments simulating the geomorphic response to tectonic uplift[J]. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 108(B1): 2008.

LAVÉ J, AVOUAC J P, 2000. Active folding of fluvial terraces across the siwaliks hills, himalayas of central Nepal[J]. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 105(B3): 5735-5770.

LEOPOLD L B, WOLMAN M G, 1957. River channel patterns: braided, meandering, and straight[R]. Washington: U. S. Geological Survey: 50.

LI Q, LI Y Q, WANG X Y, et al., 2025. Drainage evolution in accretionary thrust systems as responses to tectono-climatic variability: insights from sandbox modelling[J]. Earth Surface Processes and Landforms, 50(7): e70099.

LI X M, ZHANG H P, 2017. Transient fluvial landscape: features, processes and its implication for tectonic-climate interaction[J]. Quaternary Sciences, 37(2): 416-430. (in Chinese with English abstract)

LIU J, ZHANG J Y, GE Y K, et al., 2018. Tectonic geomorphology: an interdisciplinary study of the interaction among tectonic climatic and surface processes[J]. Chinese Science Bulletin, 63(30): 3070-3088. (in Chinese with English abstract)

LOGET N, VAN DEN DRIESSCHE J, 2009. Wave train model for knickpoint migration[J]. Geomorphology, 106(3-4): 376-382.

MERRITTS D, VINCENT K R, 1989. Geomorphic response of coastal streams to low, intermediate, and high rates of uplift, medocino triple junction region, northern California[J]. GSA Bulletin, 101(11): 1373-1388.

MONTGOMERY D R, DIETRICH W E, 1992. Channel initiation and the problem of landscape scale[J]. Science, 255(5046): 826-830.

MONTGOMERY D R, FOUFOULA-GEORGIOU E, 1993. Channel network source representation using digital elevation models[J]. Water Resources Research, 29(12): 3925-3934.

MONTGOMERY D R, 2001. Slope distributions, threshold hillslopes, and steady-state topography[J]. American Journal of Science, 301(4-5): 432-454.

MOUSSIROU B, BONNET S, 2018. Modulation of the erosion rate of an uplifting landscape by long-term climate change: an experimental investigation[J]. Geomorphology, 303: 456-466.

NIEMANN J D, HASBARGEN L E, 2005. A comparison of experimental and natural drainage basin morphology across a range of scales[J]. Journal of Geophysical Research: Earth Surface, 110(F4): F04017.

PAOLA C, STRAUB K, MOHRIG D, et al., 2009. The "Unreasonable Effectiveness" of stratigraphic and geomorphic experiments[J]. Earth-Science Reviews, 97(1-4): 1-43.

PECKHAM S D, 1995. New results for self-similar trees with applications to river networks[J]. Water Resources Research, 31(4): 1023-1029.

PURDIE H, BROOK M, 2006. Drainage spacing regularity on a fault-block: a case study from the eastern ruahine range[J]. New Zealand Geographer, 62(2): 97-104.

RIGON R, RODRIGUEZ-ITURBE I, MARITAN A, et al., 1996. On Hack's law[J]. Water Resources Research, 32(11): 3367-3374.

SCHUMM S A, 1956. Evolution of drainage systems and slopes in badlands at Perth Amboy, New Jersey[J]. GSA Bulletin, 67(5): 597-646.

SHAO C J, LI Y, ZHAO G H, et al., 2015. Tectonic geomorphology analysis of piedmont rivers in the southern section of Longmenshan based on hypsometric integral[J]. Geoscience, 29(4): 727-737. (in Chinese with English abstract)

SMART J S, SURKAN A J, 1967. The relation between mainstream length

and area in drainage basins[J]. Water Resources Research, 3(4): 963-974.

SNYDER N P, WHIPPLE K X, TUCKER G E, et al., 2000. Landscape response to tectonic forcing: digital elevation model analysis of stream profiles in the mendocino triple junction region, northern California[J]. GSA Bulletin, 112(8): 1250-1263.

STRAHLER A N, 1952. Hypsometric (area-altitude) analysis of erosional topography[J]. GSA Bulletin, 63(11): 1117-1142.

STRAK V, DOMINGUEZ S, PETIT C, et al., 2011. Interaction between normal fault slip and erosion on relief evolution: insights from experimental modelling[J]. Tectonophysics, 513(1-4): 1-19.

TALLING P J, STEWART M D, STARK C P, et al., 1997. Regular spacing of drainage outlets from linear fault blocks[J]. Basin Research, 9(4): 275-302.

TEJEDOR A, SINGH A, ZALIAPIN I, et al., 2017. Scale-dependent erosional patterns in steady-state and transient-state landscapes[J]. Science Advances, 3(9): e1701683.

TUCKER G E, WHIPPLE K X, 2002. Topographic outcomes predicted by stream erosion models: sensitivity analysis and intermodel comparison[J]. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 107(B9): 2179.

VIAPLANA-MUZAS M, BABAULT J, DOMINGUEZ S, et al., 2015. Drainage network evolution and patterns of sedimentation in an experimental wedge[J]. Tectonophysics, 664: 109-124.

WALKER F, ALLEN M B, 2012. Offset rivers, drainage spacing and the record of strike-slip faulting: the Kuh Banan Fault, Iran[J]. Tectonophysics, 530-531: 251-263.

WANG Y Z, ZHANG H P, ZHENG D W, et al., 2016. Stream-power incision model and its implications: discussion on the urgency of studying bedrock channel across the Tibetan Plateau[J]. Quaternary Sciences, 36(4): 884-897. (in Chinese with English abstract)

WHIPPLE K X, KIRBY E, BROCKLEHURST S H, 1999. Geomorphic limits to climate-induced increases in topographic relief[J]. Nature, 401(6748): 39-43.

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]. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 104(B8): 17661-17674.

WHIPPLE K X, 2001. Fluvial landscape response time: how plausible is steady-state denudation?[J]. American Journal of Science, 301(4-5): 313-325.

WHIPPLE K X, TUCKER G E, 2002. Implications of sediment-flux-dependent river incision models for landscape evolution[J]. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 107(B2): 2039.

WHIPPLE K X, FORTE A M, DIBIASE R A, et al., 2017. Timescales of landscape response to divide migration and drainage capture: implications for the role of divide mobility in landscape evolution[J]. Journal of Geophysical Research: Earth Surface, 122(1): 248-273.

WHITTAKER A C, BOULTON S J, 2012. Tectonic and climatic controls on knickpoint retreat rates and landscape response times[J]. Journal of Geophysical Research: Earth Surface, 117(F2): F02024.

WILLETT S D, HOVIUS N, BRANDON M T, et al. , 2006. Tectonics, climate, and landscape evolution[M]. Boulder: Geological Society of America.

WILLETT S D, MCCOY S W, PERRON J T, et al., 2014. Dynamic reorganization of river basins[J]. Science, 343(6175): 1248765.

WILLGOOSE G, HANCOCK G, 1998. Revisiting the hypsometric curve as an indicator of form and process in transport-limited catchment[J]. Earth Surface Processes and Landforms, 23(7): 611-623.

XU W, LIU Z C, YUAN Z D, et al., 2017. River geomorphic parameters of the Huashan Piedmont and their tectonic implications[J]. Seismology and Geology, 39(6): 1316-1335. (in Chinese with English abstract)

YAN B, JIA D, 2017. Systematic offset of bedrock channels along active strike-slip faults on the eastern Tibetan Plateau[J]. Seismology and Geology, 39(6): 1127-1142. (in Chinese with English abstract)

YAN B, JIA D, WANG M M, 2023. Drainage development on the northern Tibetan Plateau controlled by the altyn tagh fault: insights from analogue modelling[J]. Earth Surface Processes and Landforms, 48(10): 2005-2022.

YANG R, WILLETT S D, GOREN L, 2015. *In situ* low-relief landscape formation as a result of river network disruption[J]. Nature, 520(7548): 526-529.

ZHANG H P, ZHANG P Z, WU Q L, et al., 2008. Characteristics of the Huanghe River longitudinal profiles around Xunhua-Guide area (NE Tibet) and their tectonic significance[J]. Quaternary Sciences, 28(2): 299-309. (in Chinese with English abstract)

ZHOU C, TAN X B, LIU Y D, et al., 2022. A cross-divide contrast index (C) for assessing controls on the main drainage divide stability of a mountain belt[J]. Geomorphology, 398: 108071.

附中文参考文献

胡小飞，潘保田，李琼，2014. 基岩河道水力侵蚀模型原理及其最新研究进展[J]. 兰州大学学报(自然科学版)，50(6)：824-831.

李雪梅，张会平，2017. 河流瞬时地貌：特征、过程及其构造-气候相互作用内涵[J]. 第四纪研究，37(2)：416-430.

刘静，张金玉，葛玉魁，等，2018. 构造地貌学：构造-气候-地表过程相互作用的交叉研究[J]. 科学通报，63(30)：3070-3088.

邵崇建，李勇，赵国华，等，2015. 基于面积-高程积分对龙门山南段山前河流的构造地貌研究[J]. 现代地质，29(4)：727-737.

王一舟，张会平，郑德文，等，2016. 基岩河道河流水力侵蚀模型及其应用：兼论青藏高原基岩河道研究的迫切性[J]. 第四纪研究，36(4)：884-897.

徐伟，刘志成，袁兆德，等，2017. 华山山前河流地貌参数及其构造意义[J]. 地震地质，39(6)：1316-1335.

闫兵，贾东，2017. 沿走滑活动断层的基岩河道系统位错：以青藏高原东部为例[J]. 地震地质，39(6)：1127-1142.

张会平，张培震，吴庆龙，等，2008. 循化-贵德地区黄河水系河流纵剖面形态特征及其构造意义[J]. 第四纪研究，28(2)：299-309.