

# 龕沟是崩岗早期发育的形态标志

高钰淇<sup>1</sup>, 陈家宙<sup>1</sup>, 邹自强<sup>1</sup>, 刘子轩<sup>1</sup>, 李文凯<sup>1</sup>, 杨雪<sup>1,2</sup>

(1.华中农业大学资源与环境学院,武汉 430070;2.湖北省水利水电规划勘测设计院,武汉 430070)

**摘要:**为探究我国南方花岗岩红壤地区崩岗的起始标志和发育阶段。在湖北省通城县和广西岑溪市 2 个典型崩岗区调查崩岗的发育过程。结果表明,2 个调查区都存在一种细沟发育而来的龕状浅沟,将其命名为龕沟。龕沟具有 3 个特征:上游有明显细沟,沟壁陡峭且具有上窄下宽的宽深梯形形态。龕沟主要发生在砂土层裸露、具有一定汇水面积和局地坡度>30°的裸露坡面。龕沟是一种特殊形态的浅沟,其定义、形态和侵蚀营力都不同于常规浅沟、切沟和 Amphitheatershaped canyons 等沟蚀地貌。龕沟是沟道侵蚀从水力侵蚀为主变为水力和重力复合侵蚀的过程,是崩岗起始发育的启动标志,其发生原因与花岗岩红壤上红(黏)下砂的土层结构有关。以龕沟出现为标志,将崩岗的发育阶段重新划分为早期准备阶段、初期启动阶段、中期发展阶段和后期成熟阶段。龕沟的特点和研究区的崩岗治理效果表明,削坡开级的治理方式不适合在红土层较薄的花岗岩红壤地区使用。龕沟的发现将推进对崩岗早期发育的研究,并为崩岗的预防和治理提供新的理论依据。

**关键词:** 细沟; 浅沟; 花岗岩红壤; 水力重力复合侵蚀

**中图分类号:** S157.1      **文献标识码:** A      **文章编号:** 1009-2242(2022)04-0105-07

**DOI:**10.13870/j.cnki.stbcbxb.2022.04.014

## Niche-like Ephemeral Gully is A Morphological Symbol of the Early Development of Benggang

GAO Yuhao<sup>1</sup>, CHEN Jiazhou<sup>1</sup>, ZOU Ziqiang<sup>1</sup>, LIU Zixuan<sup>1</sup>, LI Wenkai<sup>1</sup>, YANG Xue<sup>1,2</sup>

(1.College of Resources and Environment, Huazhong Agricultural University, Wuhan 430070;

2.Hubei Institute of Water Resources Survey and Design, Wuhan 430070)

**Abstract:** In order to explore the initial sign and development stage of Benggang in granite red soil area in South China, field investigations were conducted in two typical Benggang areas in Tongcheng, Hubei and Cenxi, Guangxi to investigated the development process of Benggang. The results showed that there was a special niche shaped ephemeral gully developed from a rill in both survey areas, named niche-like ephemeral gully (NEG). The morphology of the NEG had the following characteristics: a distinct rill in the upstream, steep banks, a narrow upper bank and a wide, deep gully bed. The NEG was formed on slopes without plant cover where sandy soil layers were exposed, with a small contribute area and a slope steeper than 30°. The NEG was a special morphological ephemeral gully, its definition, morphology, erosion forces were different from the ephemeral gully, permanent gully, Amphitheater shaped canyons and so on. The NEG was the process of gully erosion changed from being dominated by hydraulic erosion to being highly coupled by hydraulic and gravity erosion. The NEG is the launching marker for the Benggang. The formation of the NEG is related to the soil configuration of granitic red soil with upper red clay and lower sandy soil layers. Taking the emergence of NEG as a sign, the development stage of Benggang is re-classified into the early preparation stage, initial launching stage, middle development stage and late maturation stage. The characteristics of the NEG and the management effect of the study area show that the terrace is not suitable for the area with a thin red soil layer. The discovery of the NEG will promote the study of the early development of Benggang and provide a new theoretical basis for the prevention and management of the Benggang.

**Keywords:** rill; ephemeral gully; granite red soil; hydraulic gravity compound erosion

沟蚀是坡面径流冲刷土体,切割坡面形成沟道并逐渐发育的过程。崩岗侵蚀是花岗岩红壤区常见的沟蚀类型,是我国南方红壤地区生态退化的最高表现形式,是在水力、重力综合作用下,沟壁不断崩塌最终形成巨大崩口的土壤侵蚀现象<sup>[1]</sup>。崩岗所占面积往往相对较小,但侵蚀模数巨大,其发育的坡地年侵蚀模数可达 20 000~50 000 t/km<sup>2</sup>,远大于面蚀、细沟和浅沟侵蚀<sup>[2-3]</sup>。崩岗不仅切割山体使大量肥沃的表土流失,还会淤积河道、冲垮房屋,导致区域生态环境严重恶化。

崩岗侵蚀一直是南方红壤地区土壤侵蚀的研究热点之一<sup>[4-5]</sup>,近 30 年研究成果较多,但关于崩岗的发育阶段的研究近年来却鲜有报道。史德明<sup>[6]</sup>以崩岗的主导侵蚀类型将崩岗划分为初期阶段(径流下切作用为主)、中期阶段(径流下切和崩塌相互作用)、末期阶段(重力侵蚀为主);阮伏水<sup>[2]</sup>以崩岗沟头所处的位置将崩岗划分为幼年期(浅沟和切沟)、青年期(沟头位于坡面中下部)、壮年期(沟头位于坡面 1/2 至分水岭处)和晚年期(沟头超过分水岭);牛德奎<sup>[3]</sup>则以沟道发展过程将其划分为网状细沟阶段、阶梯沟阶段、深沟阶段和崩岗扩展阶段。可以看出,学者们普遍认为崩岗早期发育的标志是细沟或浅沟,但也有学者<sup>[7]</sup>认为,细沟、浅沟发育更多的沟蚀形态是线状切沟,所以不可以作为崩岗的早期发育标志,崩岗的初期应该是崩岗形成之后的阶段。崩岗的发育阶段依然存在争议,事实上细沟、浅沟的侵蚀营力以水力侵蚀为主,崩岗则是以重力侵蚀为主,不同的侵蚀动力条件会导致不同的沟道发育过程发生<sup>[8]</sup>,而侵蚀营力从水力侵蚀转变为重力侵蚀的中间过程也较少有详细的报道。那么细沟、浅沟和崩岗之间是否存在一种特殊的沟蚀阶段被人们忽略了呢?

崩岗具有特殊性,即只在花岗岩红壤地区发生,国内其他地区如黄土高原上浅沟、切沟发育丰富,形成千沟万壑的地表景观却没有崩岗发生<sup>[9]</sup>,其原因可能从土壤性质的角度可以解释。黄土高原为均质土<sup>[10]</sup>,细沟在发育为浅沟、切沟时均匀下切,水力侵蚀始终占主导地位,形成“V”形或“U”形沟。而花岗岩红壤区则为上红(黏)下砂的非均质土<sup>[11]</sup>,大多数时候抗侵蚀能力强的红土层能保护抗侵蚀能力差的砂土层使沟蚀较难发生。但是因为水力侵蚀或人为活动使得沟道切穿红土层时,沟道下方的侵蚀便会加速,可能导致沟道侵蚀营力由水力侵蚀向水力、重力混合侵蚀转变。

花岗岩红壤地区丰富的壤中流侵蚀也可能导致沟道特殊的发展。花岗岩红壤地区较高的地下水位和土

壤含水量使得壤中流大量发育<sup>[12]</sup>。在侵蚀严重的砂土层外露的坡地,壤中流所占比重甚至比坡面径流更大<sup>[13]</sup>。壤中流侵蚀不仅产生管道侵蚀,而且还导致土壤含水量增加,土壤重量增加,土壤孔隙水压力增加<sup>[14]</sup>。此外,壤中流还降低土壤的抗剪强度,导致沟岸坍塌,甚至土壤液化<sup>[15]</sup>。暴雨发生时,在花岗岩红壤的红砂交界处因毛细屏障效应<sup>[15]</sup>的产生,大量横向壤中流产生,甚至产生回归流,使沟道发生特殊变异。

在不同的地质、地貌、土壤、人为活动等条件下,侵蚀沟具有不同的发展过程与外观形状,从而表现出不同的发育阶段。研究崩岗初期的形态变化过程和发育阶段对理解崩岗的侵蚀机理、管理和防治都有重要意义。因此,本研究通过对典型崩岗区进行实地调查,探究是否存在细沟向崩岗发育的特殊中间过程,并探究其特征、形成原因与影响因素及产生意义,并以此为依据完善崩岗发育阶段的研究。

## 1 材料与方法

### 1.1 研究区概况

调查于 2021 年 7 月在湖北省通城县(113°36′—114°04′E,29°02′—29°24′N)典型崩岗区杨垄小流域进行。该地区为丘陵地貌,最高海拔 119 m,最低海拔 54 m。崩岗侵蚀是通城县水土流失的主要形态,据 2005 年调查统计,全县有大小崩岗 1 102 处,崩岗侵蚀总面积 166.4 km<sup>2</sup>。杨垄小流域东西宽 0.3 km,南北长 2.4 km,流域面积约为 0.25 km<sup>2</sup>。流域内已经使用削坡开级的方式治理了崩岗,但因种植油茶等经济作物使植被覆盖率不足 30%,很快又产生新的崩岗。流域内有 3 面山坡,分别位于西侧、北侧、东侧,平均坡度分别为 19.1°,22.7°和 21.2°,但削坡开级的 2 个阶梯之间的陡坡往往超过 30°。

杨垄小流域被高度风化的花岗岩风化壳覆盖,形成疏松而深厚的土层。完整的花岗岩红壤剖面从上到下分为 4 层:A 层(表土层)、B 层(红土层)、BC 层(砂土层)和 C 层(碎屑层)<sup>[16]</sup>。A 层土壤有机质含量最高,但由于剧烈的水力侵蚀,通常很薄甚至没有;B 层颜色为红褐色,黏粒含量最高,入渗能力差,土壤抗侵蚀能力也最强;BC 层为灰色、粉褐色的混合颜色,砂粒含量高,入渗能力好,抗土壤侵蚀能力差;C 层往往保持花岗岩原生构造,入渗能力好,抗蚀能力差。流域内严重的土壤侵蚀和人为破坏,导致 B、BC 和 C 层都在局部地方暴露在地表。

另外,于 2021 年 10 月选取同为典型崩岗区的广

西岑溪市(110°43′—111°22′E, 22°36′—23°12′N)糯垌镇昙海村进行抽样调查验证。岑溪市糯垌镇的崩岗连片分布治理前共有大型崩岗 38 座, 主要发生在农用地和林地, 是该地区最严重的水土流失区域, 岑溪市仅在新中国成立至 20 世纪 80 年代末期, 被崩岗侵害的农田就多达 1 460 hm<sup>2</sup><sup>[17]</sup>。调查区内已通过削坡开级的方式进行了治理, 但也有新崩岗再次产生。调查区面积约为 1 928 m<sup>2</sup>, 丘陵地貌, 海拔 109~162 m。区内有 2 面山坡, 西侧山坡平均坡度为 23°, 东侧山坡平均坡度为 21.7°。

1.2 野外调查方法

用无人机对研究区进行低空拍摄和测量地形之后, 对研究区内的所有沟道侵蚀进行全面人工勘测, 并从中甄别出除细沟、浅沟、崩岗沟之外的特殊形态沟道。在发现有形态特殊的沟道之后测量其形态(用钢尺和卷尺), 测量沟头局地坡度、沟长, 并根据其规模大小从沟头开始每隔 10 cm 或 50 cm 测量沟道上宽、下宽、沟深数据, 并从沟头侧壁上方和沟头侧壁底部采集土壤样品。将土壤样品带回实验室使用吸管法进行质地测验。沟道汇水面积的获取方法为使用 ArcGIS 软件中 TauDEM 工具中 D-infinity 算法对无人机拍摄的试验区 DEM 进行处理获得<sup>[18]</sup>。

表 1 瓮沟的形态特征

| 调查地点 | 编号 | 沟长/cm | 平均上宽/cm | 平均下宽/cm | 平均沟深/cm | 最大沟深/上宽 | 最大下宽/上宽 | 最大横截面积/平均横截面积 |
|------|----|-------|---------|---------|---------|---------|---------|---------------|
| 通城   | 1  | 100   | 35      | 37      | 29      | 8.00    | 3.00    | 1.90          |
|      | 2  | 230   | 23      | 25      | 53      | 5.38    | 1.67    | 2.61          |
|      | 3  | 200   | 53      | 54      | 90      | 7.78    | 3.50    | 1.47          |
|      | 4  | 110   | 30      | 30      | 47      | 3.75    | 1.30    | 2.29          |
|      | 5  | 280   | 12      | 15      | 25      | 6.14    | 2.86    | 1.82          |
|      | 6  | 70    | 33      | 42      | 48      | 5.33    | 2.53    | 1.49          |
|      | 7  | 450   | 171     | 161     | 180     | 10.67   | 2.77    | 1.71          |
| 岑溪   | 8  | 150   | 36      | 51      | 77      | 11.00   | 5.45    | 2.63          |
|      | 平均 | 199   | 49      | 52      | 69      | 7.26    | 2.89    | 1.99          |

2.2 瓮沟发生的位置

瓮沟发生的位置具有集中分布的特点, 其集中分布在植被稀少、水蚀强烈和砂土层出露的区域。调查区内西部山坡红土层保存较完好, 不仅没有瓮沟, 连细沟都鲜有产生。而北部和东部山坡红土层较薄, 往往在中坡位即有砂土层裸露。野外调查中的瓮沟便集中分布在北部和东部山坡的中坡位。瓮沟发生位置另一个重要的特征是普遍发育在砂土层出露的位置。8 个瓮沟中有 7 个发育在砂土层或上红(黏)下砂的土壤质地层次交界处(表 2), 表现为质地层次突变。瓮沟的汇水面积相对较小, 最小仅需 40 m<sup>2</sup> 即可发育出瓮沟, 但是对于坡度的要求极大, 最小也需

2 结果与分析

2.1 瓮沟的形态特征

调查区侵蚀严重, 分布有大量的崩岗沟, 在细沟密集的坡面, 发现一种特殊的短沟。它由细沟发育而来, 以凹陷膨大的形式出现在细沟的流路上, 根据其形态命名为瓮沟, 即瓮状浅沟(niche-like ephemeral gully)。瓮沟在形态上与常规浅沟不同, 是在较短距离的沟道底部不断向深、宽发展, 使沟道内临空面不断加深扩大, 导致沟壁顶部裂隙系统的递级发展, 最终触发重力崩塌的瓮状浅沟。在通城县调查区进行全面勘测后, 共发现 7 个典型瓮沟, 1 个由瓮沟发育而来的 3 m 深的微型崩岗, 其沟床内存在大量崩落物。在岑溪市调查区也发现多个形态一样的典型瓮沟。

从瓮沟的形态特征(表 1)可以观察到瓮沟的平均下宽和深都大于或接近平均上宽, 且最大的沟深/上宽比达到 3.75~11.00, 最大的下宽/上宽比达到 1.30~5.45。结果表明瓮沟的形态特征为沟壁>90°, 下宽、深均大于上宽的深宽梯形断面; 而最大横截面积/平均横截面积(即沟道局地突变程度)最小也接近 1.5, 瓮沟上游存在细沟, 表明瓮沟是在线状沟道的某一段发生变深变宽的突变而形成。

30°。仅 6 号瓮沟发育在纯红土层上, 其拥有陡峭的坡度(47°)和较小的规模(最大横截面积 2 772 cm<sup>2</sup>)。调查结果表明, 2 个调查区的瓮沟大部分发生在水力侵蚀剧烈、砂土层出露位置, 且均具有一定的集水面积及 30°以上的局部坡度。

3 讨论

3.1 瓮沟与其他相似地貌的辨析

浅沟一般是指深度介于 20~50 cm 的线状地形<sup>[19]</sup>, 而在风化花岗岩山坡上, 浅沟的宽度常为 100 cm, 深度通常>50 cm<sup>[20]</sup>, 其不妨碍耕作可被常规耕作措施消除, 但会反复发生在同一位置。切沟是深度在

50 cm 以上、可达 20~100 m 的线状地形,无法被常规耕作措施消除<sup>[21]</sup>。而鳃沟常产生在坡耕地田间,深度为 25~180 cm,宽度可达 20~250 cm,可被常规耕作措施消除,但会反复出现在同一位置,在定义上应该作为浅沟的一种。形态上浅沟的宽度往往比深度更大,沟头溯源不明显,呈宽浅形<sup>[9]</sup>,没有明显沟壁<sup>[22-23]</sup>。切沟的横截面为窄深形,断面呈“U”或“V”形,沟壁较陡,沟头溯源明显。鳃沟的宽度比深度小,断面为上窄下宽的梯形,呈宽深形,沟壁很陡(超过 90°),沟头溯源明显。形态上鳃沟更像是浅沟与切沟的融合体,宽深的形态、陡峭的沟壁和明显的溯源侵蚀将重力侵蚀的作用大幅增加。因此,细沟、浅沟代表了以水力侵蚀为主的侵蚀过程,切沟代表水力侵蚀与重力侵蚀交互的侵蚀过程(相互促进、分开的 2 个过程),而鳃沟则代表水力侵蚀和重力侵蚀高度耦合的侵蚀过

程(水力作用和重力作用过程无法分开)。综上所述,鳃沟不管是从侵蚀营力(水力、重力混合侵蚀),还是形态(宽深形鳃状)上都与常规的浅沟、切沟存在很大的不同,却符合宽度和深度大于细沟又小于切沟,不妨碍耕作可被常规耕作措施消除,但每年会反复出现在同一位置的定义,并且鳃沟是在细沟或浅沟的流路上凹陷膨大而产生的,所以将鳃沟作为细沟和切沟(崩岗)中间的特殊形态的浅沟是较为合理的定义。即细沟进一步发展应该有线性浅沟和鳃状浅沟 2 种发展途径。这种侵蚀过程不仅仅在花岗岩红壤地区存在,在全世界范围内类似花岗岩“上强下弱”土层结构的地区,特别是具有类崩岗侵蚀地貌的地区,如巴西东南部、马达加斯加、南非等都极有可能产生鳃沟<sup>[24-26]</sup>。鳃沟应是一种水力、重力混合侵蚀的形态表现,不只是只存在于我国花岗岩红壤区的侵蚀地貌。

表 2 鳃沟分布的地形特征与土壤质地

| 编号 | 取土位置 | 黏粒<br>(<0.002 mm)/% | 粉粒<br>(0.05~0.002 mm)/% | 砂粒<br>(2~0.05 mm)/% | 土壤质地  | 汇水<br>面积/m <sup>2</sup> | 沟头坡面<br>局地坡度/(°) | 最大横截<br>面积/cm <sup>2</sup> |
|----|------|---------------------|-------------------------|---------------------|-------|-------------------------|------------------|----------------------------|
| 1  | 沟壁顶层 | 9                   | 50                      | 41                  | 黏土    | 40                      | 47               | 1914                       |
|    | 沟壁底层 | 4                   | 25                      | 71                  | 砂质黏壤土 |                         |                  |                            |
| 2  | 沟壁顶层 | 17                  | 38                      | 45                  | 黏土    | 134                     | 30               | 4140                       |
|    | 沟壁底层 | 21                  | 25                      | 54                  | 砂质黏壤土 |                         |                  |                            |
| 3  | 沟壁顶层 | 13                  | 38                      | 49                  | 砂质黏土  | 135                     | 30               | 7956                       |
|    | 沟壁底层 | 4                   | 21                      | 75                  | 砂质黏壤土 |                         |                  |                            |
| 4  | 沟壁顶层 | 16                  | 25                      | 59                  | 砂质黏壤土 | 66                      | 48               | 3910                       |
|    | 沟壁底层 | 16                  | 25                      | 59                  | 砂质黏壤土 |                         |                  |                            |
| 5  | 沟壁顶层 | 13                  | 12                      | 75                  | 壤砂土   | 162                     | 30               | 650                        |
|    | 沟壁底层 | 8                   | 12                      | 80                  | 壤砂土   |                         |                  |                            |
| 6  | 沟壁顶层 | 34                  | 34                      | 32                  | 黏壤土   | 64                      | 47               | 2772                       |
|    | 沟壁底层 | 25                  | 38                      | 37                  | 黏壤土   |                         |                  |                            |
| 7  | 沟壁顶层 | 30                  | 42                      | 28                  | 黏土    | 283                     | 45               | 57750                      |
|    | 沟壁底层 | 13                  | 34                      | 53                  | 砂质黏壤土 |                         |                  |                            |
| 8  | 沟壁顶层 | 9                   | 46                      | 45                  | 砂壤土   | 56                      | 43               | 9737                       |
|    | 沟壁底层 | 6                   | 41                      | 53                  | 砂壤土   |                         |                  |                            |

有学者<sup>[27]</sup>曾提出崩岗的崩壁上普遍存在内凹跌坑,将其称为鳃穴。形成原因为崩岗崩壁上的瀑流不断淘蚀并剥落崩壁下部砂土土体形成溅蚀坑,进而扩大成鳃穴,是崩岗崩壁溯源侵蚀的重要组成部分<sup>[11,28]</sup>。鳃穴与鳃沟存在很多不同,如鳃穴的发育地点是在次生崩壁或切沟沟壁上,形态为内凹的圆洞或水滴状,由崩壁上的瀑流冲刷而成。而鳃沟发育地点则为原生坡面,形态为上窄下宽的梯形,由地表集中径流冲刷而成。但是鳃穴与鳃沟也存在不少相似性,如都在崩岗区发育,都在砂土层出露的位置发育,都有类似壁龛的内凹形态,都由地表径流引发以及重力侵蚀都发挥不可或缺的作用等。其发生的条件和形态与原生坡面上的鳃沟

虽然有所不同,但其发生机理、对崩岗的作用是一致的,所以崩壁出现的鳃穴,应是鳃沟的一种。

在国外也存在类似鳃沟的侵蚀过程。Montgomery 等<sup>[29]</sup>在进行野外调查时发现,存在一些类似凹进去的壁龛的沟头,称之为 Alcove;Dunne<sup>[30]</sup>也发现了露天剧场状的沟道,命名为 Amphitheater shaped canyons。2 种沟道形态相似都被证明是壤中流侵蚀产生的标志<sup>[31]</sup>。Lamb 等<sup>[32]</sup>认为,Amphitheater shaped canyons 的形态具有 3 个特点:沟头上部外形粗糙、沟岸陡峭、上游地形较少。虽然 Alcove 和 Amphitheater shaped canyons 都与鳃沟一样具有相同的内凹形态,但是鳃沟同样与其存在本质区别。鳃

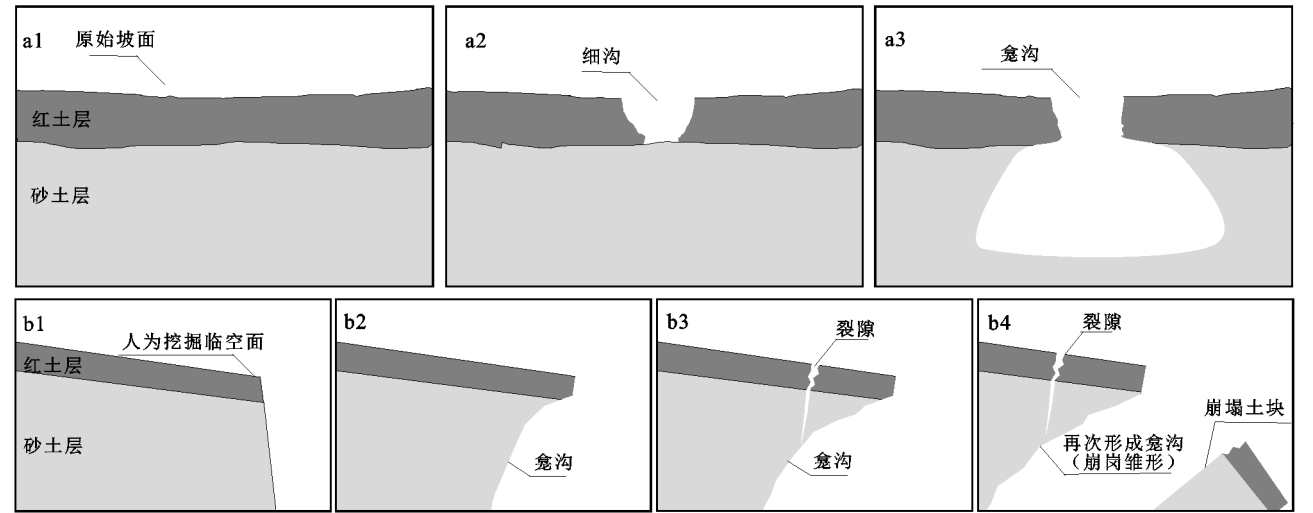
沟不仅具有更陡峭的坡度,而且上游都有明显的细沟存在。上游的细沟表明地表径流在瓮沟的形成中发挥了不可或缺的作用,而不是仅仅由壤中流催化产生。因此,将瓮沟的特点总结为上游有明显细沟或浅沟、沟岸陡峭( $>90^{\circ}$ )、上窄下宽的宽深梯形形态。

3.2 瓮沟对于崩岗起始发育的意义

细沟产生在不同土壤上的沟岸崩塌方式和程度均不同<sup>[33]</sup>。而花岗岩上红(黏)下砂的土层结构使 1 个细沟可以同时 2 种土壤上发育,有特殊发展的可能。因此,从瓮沟形态及土层结构的角度可以推测瓮沟的形成机理,即在拥有足够的径流和坡度的情况下,细沟在红砂交界处下切至砂土层时,因土壤抗侵蚀强度大幅下降,使细沟底部迅速向宽向深发育。同时,毛细管屏障效应使壤中流在红砂交界处产生大量回归流。大幅增加的临空面和壤中流使沟道下部砂土层的沟岸崩塌剧烈产生,而上层的红土层则大部分保持不变,最终形成上窄下宽的瓮沟。抗侵蚀能力强的红土层可以使沟道长期保持瓮沟形态,并不断扩大其规模, $>90^{\circ}$ 的临空面不仅使边坡失稳,还加剧上游坡面裂隙的产生。在拥有足够的时间和空间的条件下,瓮沟最终发生大规模崩塌形成崩岗。纯砂土的坡面也有多个瓮沟发育,但上层的砂土层因抗侵蚀能力弱,导致瓮沟无法长时间存在,很快发生崩塌,无法充分发育后形

成微型崩岗。不过纯砂土上发生的瓮沟向上溯源至红砂交界面时亦可能发展为微型崩岗。

细沟进一步发育形成瓮沟,瓮沟再发育成崩岗,瓮沟比细沟、浅沟更适合作为崩岗早期发育的形态标志。首先,瓮沟的产生使沟道加速向深向宽发展,显著增大沟道内的临空面,降低坡面稳定性;其次,细沟、浅沟都以水力侵蚀为主,而瓮沟则为水力、重力混合侵蚀,崩岗与瓮沟的侵蚀机理一致。单个瓮沟在条件适宜的地点可独立发展为崩岗,在调查区内已发现由单个瓮沟发育成的微型崩岗,并且瓮沟在野外分布较为集中,这导致崩岗可能由多个密集产生的瓮沟发育而来。因此,崩岗的发育有 2 种可能的途径:(1)坡面在自然状态下为细沟→瓮沟→崩岗(图 1a);(2)坡面在人为干扰下,为人为临空面→瓮沟→崩岗(图 1b),2 个途径都经过瓮沟阶段。据此,可以把崩岗侵蚀的发育划分为 4 个阶段:(1)早期准备阶段,即坡面细沟或浅沟冲刷并切割红土层或人为破坏导致出露砂土层;(2)初期启动阶段,即瓮沟发生阶段,水力和重力 2 种营力同步作用,是高度耦合的复合侵蚀阶段;(3)中期发展阶段,即瓮沟变大形成微型或小型崩岗,水力和重力作用交替进行;(4)后期成熟阶段,即形成中型和大型崩岗,侵蚀营力以重力为主,水力侵蚀主要发生在崩积体。崩岗 4 个阶段简单描述见表 3。



注:(a)为自然状态;(b)为人为作用。

图 1 自然状态和人为作用下瓮沟的发生过程

表 3 崩岗侵蚀的发育阶段

| 发育阶段   | 沟道类型         | 横断面形态      | 沟头于剖面层次位置     | 沟头于坡面水平位置            | 侵蚀营力    |
|--------|--------------|------------|---------------|----------------------|---------|
| 早期准备阶段 | 细沟、浅沟,或人为临空面 | 浅“U”形,上下都窄 | 红砂交界面,或砂土层出露处 | 除坡顶外,其他坡位均有分布        | 水力侵蚀为主  |
| 初期启动阶段 | 瓮沟           | 梯形,上窄下宽    | 红砂土层交界面       | 坡面中下坡位,或凹凸转折处(局部陡坡处) | 水力、重力同步 |
| 中期发展阶段 | 微型崩岗         | 深“U”形,宽而深  | 砂土层           | 坡面的中、下坡位             | 水力、重力交替 |
| 后期成熟阶段 | 大型崩岗         | “V”形,上宽下窄  | 砂土层           | 坡面中上部至分水岭            | 重力侵蚀为主  |

龕沟对崩岗区的防治管理具有重要意义。龕沟产生在红土层浅薄或砂土层出露的位置表明保护红土层可以有效预防龕沟发生,从而延缓崩岗发育。在红土层较薄的花岗岩红壤地区进行生产建设时(如修筑道路、建设种植园等),局地坡度不宜超过  $30^\circ$ 。在治理方式方面,削坡开级的方式在很多崩岗区被普遍使用<sup>[34]</sup>,这种治理方式可能在红土层较厚的花岗岩红壤区适用,但在红土层较薄的花岗岩红壤地区可削坡,但不可开级。因为大部分坡面原始坡度不会达到  $30^\circ$ ,而削坡开级的 2 个阶梯之间的陡坡反而远超过  $30^\circ$ ,且陡坡上植被很难生长,更重要的是开级时容易挖开红土层使砂土层直接裸露。所以在红土层较薄的花岗岩红壤区使用削坡开级的方式治理崩岗,反而会促进新崩岗的产生。调查区的龕沟也都产生在削坡开级造成的陡坡上。虽然现有的崩岗区治理方式很难完全杜绝龕沟的产生<sup>[10,35]</sup>,但是人们可以在发现龕沟产生后及时填平,同时不仅在坡顶进行截流,更需要在坡面适当分流,不可使坡面单个位置汇水面积过大,这样亦可以有效减少崩岗的产生。

关于龕沟还有待进一步的研究。龕沟可能存在多种形态,如在接近  $90^\circ$  的崩壁上龕沟发展为龕穴形态。另外,是否所有的龕沟都最终形成崩岗有待商榷,如本研究中发现的产生在红土层上的龕沟、汇水面积过小的龕沟、发育空间过小的龕沟应该不会发展为崩岗。龕沟作为崩岗的起始阶段标志着沟道向崩岗发展的开始,但龕沟与崩岗之间是否还有其他特殊的侵蚀形式,以及龕沟发生和发展过程机理有待进一步研究。

## 4 结论

花岗岩红壤崩岗区存在一种特殊形态的浅沟,将其命名为龕沟(niche-like ephemeral gully)。龕沟主要发生在植被稀少、水力侵蚀剧烈、坡度很陡、砂土层出露的坡面上。龕沟的形态特征为下宽、深度大于上宽的宽深梯形断面,有明显的陡壁和溯源侵蚀,并且其上游存在明显线状细沟。龕沟发生的原因是花岗岩风化残积土存在明显的上红(黏)下砂的质地层次,细沟沟底股流冲刷下,下部抗蚀力差的砂土层冲蚀更快,导致上部红土层悬空。从定义、外形和侵蚀营力等方面将龕沟与浅沟、切沟、龕穴等多种沟蚀地貌类型进行对比发现,龕沟与其他沟蚀地貌有明显的区别。龕沟是细沟在花岗岩红壤区向崩岗侵蚀进一步发展形成的特殊形态的浅沟,是水力侵蚀转变为水力和重力混合侵蚀的阶段,是崩岗早期起始发育的形态标志。以龕沟出现为标志,崩岗的发育过程为细沟→龕沟→崩岗或人为临空面→龕沟→崩岗,并将崩岗发育阶段重新划分为早期准备阶段、初期启动阶段、中期发展阶段和后期成熟阶段。

## 参考文献:

- [1] 牛德奎,郭晓敏,左长清,等.我国南方红壤丘陵区崩岗侵蚀的分布及其环境背景分析[J].江西农业大学学报,2000,22(2):204-208.
- [2] 阮伏水.福建崩岗沟侵蚀机理探讨[J].福建师范大学学报(自然科学版),1996,12(增刊1):24-31.
- [3] 牛德奎.赣南山地丘陵区崩岗侵蚀阶段发育的研究[J].江西农业大学学报,1990,12(1):29-36.
- [4] Duan X Q, Deng Y S, Tao Y, et al. The soil configuration on granite residuals affects Benggang erosion by altering the soil water regime on the slope[J]. International Soil and Water Conservation Research, 2021, 9(3): 419-432.
- [5] Deng Y S, Dong X, Cai C F, et al. Simulation of water characteristic curve in the soil profile of the collapsing gully on granite area of South China based on the fractal theory[J]. Science of Soil and Water Conservation, 2016, 14(2): 1-8.
- [6] 史德明.我国热带、亚热带地区崩岗侵蚀的剖析[J].水土保持通报,1984(3):32-37.
- [7] 廖义善,唐常源,袁再健,等.南方红壤区崩岗侵蚀及其防治研究进展[J].土壤学报,2018,55(6):1297-1312.
- [8] 张光辉.切沟侵蚀研究进展与展望[J].水土保持学报,2020,34(5):1-13.
- [9] Liu G, Zheng F L, Wilson G V, et al. Three decades of ephemeral gully erosion studies[J]. Soil and Tillage Research, 2021, 212(39/41): e105046.
- [10] 党亚爱,李世清,王国栋,等.黄土高原典型土壤剖面土壤颗粒组成分形特征[J].农业工程学报,2009,25(9):74-78.
- [11] 邓羽松,丁树文,蔡崇法,等.鄂东南崩岗剖面土壤水分特征曲线及模拟[J].土壤学报,2016,53(2):355-364.
- [12] Sharma R H, Nakagawa H. Numerical model and flume experiments of single- and two-layered hillslope flow related to slope failure[J]. Landslides, 2010, 7(4): 425-432.
- [13] 邓龙洲,张丽萍,范晓娟,等.不同雨强和坡度下侵蚀性风化花岗岩母质坡地产生流沙特征[J].农业工程学报,2018,34(17):143-150.
- [14] Chu-Agor M L, Fox G A, Cancienne R M, et al. Seepage caused tension failures and erosion undercutting of hillslopes[J]. Journal of Hydrology, 2008, 359(3/4): 247-259.
- [15] Bogaard T A, Greco R. Landslide hydrology: From hydrology to pore pressure[J]. Wiley Interdisciplinary Reviews Water, 2016, 3(3): 439-459.
- [16] Wei Y J, Wu X L, Xia J W, et al. The effect of water content on the shear strength characteristics of granitic soils in South China[J]. Soil and Tillage Research, 2019, 187: 50-59.
- [17] 黄艳霞.广西崩岗侵蚀的现状、成因及治理模式[J].中国水土保持,2007(2):3-4.
- [18] Tarboron D G. A new method for the determination of

flow directions and upslope areas in grid digital elevation models[J]. *Water Resources Research*, 1997, 33: 309-319.

[19] 郑粉莉, 徐锡蒙, 覃超. 沟蚀过程研究进展[J]. *农业机械学报*, 2016, 47(8): 48-59, 116.

[20] 中国农业百科全书编辑部. 中国农业百科全书[M]. 土壤卷. 北京: 中国农业出版社, 1996.

[21] Poesen J, Valentin C. Gully erosion and global change[J]. *Catena*, 2003, 50: 2-4.

[22] Wells R R, Momm H G, Rigby J R, et al. An empirical investigation of gully widening rates in upland concentrated flows-ScienceDirect[J]. *Catena*, 2013, 101(2): 114-121.

[23] Qin C, Zheng F L, Wells R R, et al. A laboratory study of channel sidewall expansion in upland concentrated flows[J]. *Soil and Tillage Research*, 2018, 178: 22-31.

[24] Mararakanye N, Sumner P D. Gully erosion: A comparison of contributing factors in two catchments in South Africa[J]. *Geomorphology*, 2017, 288(1): 99-110.

[25] Bacellar L, Netto A, Lacerda W A. Controlling factors of gullying in the Maracujá Catchment, southeastern Brazil[J]. *Earth Surface Processes and Landforms*, 2010, 30(11): 1369-1385.

[26] Wells N A, Andriamihaja B, Rakotovololona H. Patterns of development of lavaka, Madagascar's unusual gullies[J]. *Earth Surface Processes and Landforms*, 1991, 16(3): 189-206.

[27] 丁树文, 蔡崇法, 张光远. 鄂东南花岗地区重力侵蚀及崩岗形成规律的研究[J]. *南昌水专学报*, 1995(增刊 1): 50-54.

[28] 马鹏飞, 许文年, 夏栋, 等. 基于瓮深及其上覆土层稳定性的崩壁崩坍形成条件研究[J]. *水土保持通报*, 2019, 39(5): 316-328.

[29] Montgomery D R, Dietrich W E. Source areas, drainage density, and channel initiation[J]. *Water Resources Research*, 1989, 25(8): 1907-1918.

[30] Dunne T. Formation and controls of channel networks[J]. *Progress in Physical Geography*, 1980, 4(2): 211-239.

[31] Schumm S A, Boyd F K, Wolff C G. A ground-water sapping landscape in the Florida Panhandle[J]. *Geomorphology*, 1995, 12(4): 281-297.

[32] Lamb M P, Dietrich W E, Aciego S M, et al. Formation of box canyon, idaho, by megaflood: Implications for seepage erosion on earth and mars[J]. *Science*, 2008, 320: 1067-1070.

[33] Stefanovic J R, Bryan R B. Experimental study of rill bank collapse[J]. *Earth Surface Processes and Landforms*, 2007, 32(2): 180-196.

[34] 鲁胜力. 加快花岗岩区崩岗治理的措施建议[J]. *中国水利*, 2005(10): 44-46.

[35] 林敬兰, 郑锦文. 南方红壤区崩岗侵蚀治理研究进展[J]. *亚热带水土保持*, 2014, 26(3): 34-37.

(上接第 104 页)

[8] 王国梁, 刘国彬. 黄土丘陵区长芒草群落对土壤水分入渗的影响[J]. *水土保持学报*, 2009, 23(3): 227-231.

[9] 韩凤朋, 郑纪勇, 张兴昌. 黄土退耕地植物根系分布特征及其对土壤养分的影响[J]. *农业工程学报*, 2009, 25(2): 50-55.

[10] 董三孝. 黄土丘陵区退耕地植被自然恢复过程及其对土壤入渗过程的影响[J]. *水土保持通报*, 2004, 24(4): 1-5.

[11] 杨亚辉. 黄土丘陵沟壑区植被恢复对土壤理化性质影响分析[D]. 陕西 杨凌: 中国科学院教育部水土保持与生态环境研究中心, 2017.

[12] 蒋定生, 范兴科, 黄国俊. 黄土高原坡耕地水土保持措施效益评价试验研究(Ⅰ): 坡耕地水土保持措施对降雨入渗的影响[J]. *水土保持学报*, 1990, 4(2): 1-10.

[13] Wang B, Zhang G H, Yang Y F, et al. The effects of varied soil properties induced by natural grassland succession on the process of soil detachment[J]. *Catena*, 2018, 166: 192-199.

[14] 谢国勋, 王增吉, 王占军, 等. 宁夏干旱风沙区不同种植密度柠条林对土壤水分及植被生物量影响研究[J]. 2014, 55(11): 12-14.

[15] 张亚丽, 张兴昌, 邵明安, 等. 降雨强度对黄土坡面矿质氮素流失的影响[J]. *农业工程学报*, 2004, 20(3): 55-58.

[16] 王珊珊, 毕华兴, 刘俊, 等. 晋西黄土区不同密度刺槐林土壤入渗特征及其影响因素[J]. *水土保持学报*, 2020, 34(5): 231-243.

[17] 张思琪, 张科利, 曹梓豪, 等. 喀斯特坡面生物结皮发育特征及其对土壤水分入渗的影响[J]. *应用生态学报*, 2021, 32(8): 2875-2885.

[18] 意锟, 金爱武, 方升佐. 浙西南毛竹林覆盖对土壤渗透性及生物特征的影响[J]. *应用生态学报*, 2017, 28(5): 1431-1440.

[19] 李卓, 吴普特, 冯浩, 等. 容重对土壤水分入渗能力影响模拟试验[J]. *农业工程学报*, 2009, 25(6): 40-45.

[20] 高婵婵, 赵传燕, 王超, 等. 黑河上游天老池流域不同植被下土壤理化性质和入渗特征[J]. *水土保持学报*, 2016, 30(1): 117-121.

[21] Leguëdois S, Planchon O, Legout C, et al. Splash projection distance for aggregated soils[J]. *Soil Science Society of America Journal*, 2005, 69(1): 30-37.