

# 红土坡地崩岗侵蚀过程与机理

丘世钧

(华南师范大学地理系·广州市·510631)

## 提 要

崩岗是广泛发育于华南红色风化壳坡地上的各种崩陷地形,其危害性很大。按其形态特征可分为:条形崩岗,又(分支)形崩岗、瓢形崩岗、箕形崩岗和劣地崩岗等几种类型。其形态演变过程经历了前期的水蚀为主阶段,以及后期的重力侵蚀为主阶段。崩岗的侵蚀过程包括沟墙(特别是沟头沟墙)的后退作用,以及崩积体的再侵蚀过程。崩岗的发生与下述几种情况有关:红土的机械组成特征,以及与水作用发生的变化;风化壳内的各种软弱结构面的存在;大暴雨触发作用以及各种地形要素的影响等。

关键词: 红色风化壳 崩岗 崩岗侵蚀过程 崩岗侵蚀机理  
重力侵蚀 水力侵蚀

## The Process and Mechanism of Red Earth Slope Disintegration Erosion

Qiu Shijun

(Department of Geography, South China Normal University, Guangzhou, 510631)

### Abstract

An extensively occurring and calamitous process of gravitational erosion causing the red weathering mantle slope to fall in is known as slope disintegration or slope failure. Usually, it can be divided into following forms according to its shape features.

a. linear disintegration. b. forked disintegration. c. gourd ladle-like disintegration. d. dustpan-like disintegration. e. badland disintegration.

The change processes of its shape has undergone water erosion stage first and then gravitational erosion. The erosion processes of disintegration include the falling back of the gull walls especially the gully heads and the re-erosion of the colluvial deposits. And its erosion mechanism is closely related to the following situations:

a. mechanical component of the red earth and its changes with water action. b. types of the crack in the red weathering mantle. c. impact of storm events. d. impact of the elements of a hill.

**Key words** Red weathering mantle Disintegration Disintegrational erosion process Disintegrational erosion mechanism Gravitational erosion Water erosion

## 前 言

华南广大红色风化壳坡地上发育着各种形状的深切山坡的崩陷凹地形,其纵剖面多呈L

形,四周以陡直的崖壁嵌入风化壳中,称为崩岗地形。在国外,此类地形称陡脊(ScarCrest),壁龛脊(niched ridges 或 Nischengrate),崩塌(Landslide 或 derrumbes)<sup>[1]</sup>围椅状崩塌(deep-seated slope failure)等<sup>[2]</sup>。有些人则将其作为冲沟(Gully)的一种类型(如 Imeson 和 Kwaad)<sup>[3]</sup>。这种崩塌式强烈侵蚀造成巨大的物质坡移作用,被蚀物质迅速被带到下游,埋没农田;造成山塘、水库淤积,影响灌溉和发电;淤浅或堵塞河流,影响通航;恶化了生态环境,加剧旱涝灾害,危害性很大。

本文试图在前人工作的基础上,着重讨论华南红色风化壳,特别是广东的花岗岩红土坡地上,这种地形的侵蚀过程及生发生机理。

## 二、崩岗的形态类型及侵蚀过程

崩岗是热带、亚热带季风区与湿润区地理环境中的一种灾害性地貌。在我国,主要分布于广东、江西、湖南与福建等省。在广东,主要分布在韩江中、上游,东江上游和西江、北江流域(表 1)。

表 1 广东省崩岗的分布情况

地 区		崩岗个数(处)	面积(km <sup>2</sup> )	占全省的流失面积(%)
全 省		177 556	724. 836	
韩江中、上游 东江上游 流 域	(改市前)	—	—	44. 45%
	王华	19 719	72. 4	
	兴宁	16 473	43. 3	
	大埔	7 426	50. 3	
	梅县	4 255	29. 4	
	丰顺	1 996	7. 2	
	平远	1 239	30. 8	
	蕉岭	461	12. 8	
	紫金	6 067	34. 0	
	龙川	4 585	42. 0	
西江、北江 流 域	德庆	23 293	33. 3	20. 36%
	四会	7 573	24. 6	
	罗定	5 417	18. 6	
	新兴	3 136	10. 0	
	郁南	2 819	19. 8	
	高要	1 248	6. 9	
	云浮	1 117	22. 0	
	封开	1 039	8. 4	
	广宁	712	3. 4	
	怀集	51	0. 6	

### (一)崩岗的形态类型

崩岗是发生在红色风化壳上的侵蚀地形。红色风化壳在花岗岩地区分布最广,厚度最大。如广东和海南两省的花岗岩分布面积占两省总面积的一半以上。在广东,风化壳可厚达 80m。因此崩岗地形在花岗岩风化壳中发育最好,不但数量多,个体规模大,而且形态多种多样。由于红色风化壳的厚度随高度增大而减小,故深、大型的崩岗地形主要分布在海拔不高的丘陵、台地地区。在广东,大多数崩岗分布的海拔高度均不超过 200m。

崩岗的形态与其所在地的斜坡相对高度、坡度和微地形,以及风化壳厚度及其结构特征等有很大的关系,并且在发育的不同阶段,其规模与形态也不同。根据其主要特征,可分为以下几种主要类型。

1. 条形(巷沟形、甬道形)崩岗。这是一种冲沟型崩岗,其平面形态呈长条状,自沟头到出口,宽窄差别不大,沟头部分有时面积可较大。条状崩岗常沿构造节理而发育,自山顶至山麓,横过整个坡面。它也可由大型的水蚀型切沟(巷沟)向崩岗演变过程中的早期阶段发展而成。条形崩岗所在的斜坡面一般都较平直,微地形起伏较小。这种坡面裸露时,很容易形成自山顶到山脚的多条略为平行状深切细沟或巷沟,然后向条形崩岗发展,如广东五华县的黄狗坑所见。风化壳较薄时,已形成的条形崩岗很容易向各种弧形(瓢形、箕形)崩岗演变。

2. 叉(分支)形崩岗。(1)源头分叉形崩岗;带有沟谷的崩岗源头部分出现分支,多数呈丫状、也有两个以上的支叉。它可出现在各种坡地中。分支部分的规模相差很大,如广州五山玉堂岗45米合地上发育的小型叉形崩岗的分支部分仅长几米,深3~4m,宽度与沟谷部分相当。而广东德庆马墟深涌9号崩岗的东、西两支崩岗比沟谷部分还长,东支从沟头后缘到分叉点长达200m左右,而分叉点到出口的沟谷部分仅长几十米。(2)沟谷分叉崩岗。还有一种叉形崩岗其分叉的方向与部位恰好与前述的相反,即有共同的源头,但出口有两个。

3. 瓢形崩岗。这类崩岗常见于海拔较高的低山丘陵区,风化壳厚度与坡体相对高度比值较小,多由凹坡部位处形成的叶脉状沟系扩展而成。崩塌作用主要发生在崩口四周的上层土体中,崩岗的头部面积迅速扩大,形成孤状,沟谷部分有一定长度,出口朝坡下,剖面呈浅围椅状,形态似水瓢,底部倾斜较大。

4. 箕形崩岗。这种崩岗的头部均呈半园形,占崩岗面积的很大部分,具有典型的深围椅状剖面,形态似粪箕,底部倾斜比瓢形崩岗小。这类崩岗在V形谷地的向阳坡上发育最好,其所在的斜坡一般都有较大的凹坡地形,海拔高度和相对高度均不大,但风化壳厚度较大。

5. 劣地状(连通型)崩岗。这是一种相互连通的崩岗群。由于丘坡被多个崩岗切割,呈沟壑纵横状,地面很破碎,形同劣地。崩岗群可以同时出现于一侧丘坡(以向阳坡最常见),或相对切穿分水岭,并且通常相互连通。这种崩岗群出现于崩岗发育的后期阶段,且与风化壳中存在较多的交错节理有关。这种地形的出现是地面强烈侵蚀的标志。

## (二)崩岗地形的侵蚀过程

1. 崩岗侵蚀的方式。从上述几种崩岗主要平面形态可知,大部分崩岗都带有沟谷部分,只不过长短各异而已。这说明大部分的崩岗地形发育与崩陷型冲沟的发育有很紧密的联系<sup>[7]</sup>。

当坡面植被破坏后,局部坡面部位出现较大的集流与有利的微地形条件时,就开始了沟状侵蚀。从广东德庆县的冲沟侵蚀过程各阶段沟体的深、宽规模,形态特征及与动力之间的关系的相关资料(见表2)中可发现,随着冲沟的不断加深和扩大,其深/宽比值不断增大,说明下切作用进行的速度比侧蚀度快得多<sup>[7]</sup>。

这类崩陷型冲沟发育的早期阶段,水蚀作用曾占主导地位。从沟头到沟口,冲沟具有三个明显的、按顺序排列的地貌单元,它们分别是集水盆(沟头)、沟谷和洪积扇地形。由于风化壳剖面岩性的影响,在降雨和地表水流作用的参与下,冲沟的沟头和沟谷墙壁处的崩陷作用不断加强,最后由水蚀作用占主导转化为崩陷作用为先导。如果风化壳很厚,这种重力侵蚀不断进行下去的话,上述三个地貌单元会逐渐合为一体,最后呈各种弧形形态<sup>[7]</sup>。

表 2 广东德庆县沟状侵蚀特征

发育阶段	形态几何特征 d(深) w(宽)(cm)	发育特征
浅中沟	d=30 w=100 d/w=0.3	发育在较小坡度坡面上,沟墙有少量明显的裂崩作用,沟头沟墙倾角 $>30^\circ$ ,横剖面呈V形或U形。
深中沟	d=100~500 w=100~300 d/w=1~1.67	有较大的集水盆,冲沟上部有细沟发育,发育在较厚的风化壳上,有较复杂的横剖面。
崩岗	d $>$ 500 w $>$ 300 d/w $>$ 1.67	半圆状的沟头切蚀,物质下移占主导地位,发育仅与深厚的风化壳有关。

因此,这类冲沟的发育过程中,崩陷作用占有极重要地位。沟墙,特别是沟头沟墙的崩陷作用有以下几种方式。

(1)小规模片状裂崩或泥状倾泻。这种片状剥落或泥状倾泻多发生在靠近顶部较浅层次中,主要沿坡顶后缘附近较浅的柱状节理进行,并常发生在没有较大乔木生长的地方。片状剥落的土体每次裂开的宽度约几厘米到十几厘米,这种沟墙后退的方式较普遍。过饱和的土体则易形成泥流向坡下倾泻,这种情形特别容易出现在风化壳较薄的陡坡上,并总是发生在较大的降雨情况下。

(2)沿乔木根系处发生的较大规模崩落。这种崩塌作用在已种植了乔木(如湿地松)的沟墙部位更容易发生。由于乔木的根系下伸扩大了裂隙面,降雨时,不仅吸引了大量的地表水,且乔木本身的重量还加重了土体的负荷,造成很大的不稳定性。尤其在乔木临崖分布时,沿根系临空的一侧土体几乎都会发生下坠崩落,甚至连整棵树也一起下坠沟底。这种崩塌作用常发生在雨季中的大雨后几十分钟内。如1987年7月29日9h,30日11h,31日16h55min在广东德庆马墟深涌的试验冲沟(崩岗)的3次较大的土体崩塌,均发生在有马尾松生长的部位,每次下坠土体约 $2\sim 3\text{m}^3$ 。

(3)滑陷(陷落)。这种下陷式滑落作用的垂直位移大于水平位移,且位移距离较小,滑陷土体体积可以相差很大,并能局部保存原有细沟。巨型滑陷作用常发生在坡顶后缘附近。巨型滑陷例子见于广东龙川县和五华县交界附近。下陷土体顶面仍保持水平状,上面草木完好。在浅小的冲沟的沟墙上也常见到这种滑陷作用,只不过规模较小而已。有时还见到滑陷的土体中央仍保存倾倒的马尾松(醉树)。如广州五山玉堂岗45米台地上所见。

(4)大型崩塌或下滑。这种崩塌作用的发生要有较大的有效临空面,且常发生在风化壳中多组裂隙交汇处或存在较深的纵向软弱结构面时。如1988年5月13日、19日两次降雨中,深涌试验区9号崩岗的东支崩岗沿 $NW350^\circ$ 与 $NE60^\circ$ 两组裂隙交汇处发生的大型崩塌事件。

每次从沟墙处崩陷下来的土体并不能在一次降雨中全部被搬运到沟口排出崩岗系统之外,它不同程度地残留在墙脚下。由于沟墙的崩陷作用是不断发生的,所以在某些巨型崩岗墙壁下的崩积锥总面积可大达 $1\ 225\text{m}^2$ <sup>15</sup>。这些崩积土体要在多次较大的降雨中才能被排出崩岗系统外。因此,崩岗侵蚀过程中的另一侵蚀形式是崩积体的再侵蚀。

发生在较厚大的崩积锥上的水蚀作用以雨滴溅蚀与深切的细沟侵蚀为主。由于崩积锥土体结构松散,坡度较大,常达 $40^\circ$ 以上,锥顶可达 $60^\circ$ 以上。因此,在水蚀的同时有时还会发生局部的滑塌现象。崩积体的再侵蚀是整个崩岗系统泥沙流失的主要来源。据吴克刚测算,从1987年6月18日至9月17日这段时间内,从德庆深涌9号崩岗东支崩岗崩积体上侵蚀下来的泥沙占全部

输沙量的86%<sup>[5]</sup>。

此外,还有一些大型崩岗的发育可以不经沟蚀阶段。如深涌第18号崩岗,崩塌前该处是一个完整的丘陵谷坡,坡面上植被完整,覆盖度达95%以上,崩岗周围没有任何沟蚀形态。崩岗发生后,头部陡壁高15m,壁面很新鲜,被推出出口外面的滑体也新鲜完整,未经任何人为或自然的破坏<sup>[6]</sup>。这可能是一次滑坡事件。

还有少部分较大的崩岗是谷坡多次崩塌不断后退与扩展而成的,如深涌1号崩岗。以上这些较大的崩岗形态多呈扁长箕形、且多分布在小溪谷地主流线旁或坡麓与水平谷底交接部位。

最后还要指出的是,由于人类直接对山坡的破坏,如掘山取石、取土等所造成的凹坑或陡崖也可引发崩塌作用的不断产生而形成崩岗,各地均有不少这样的例子。

2、崩岗形态演变特征。由于大部分崩岗地形都是由冲沟或各种沟蚀形态发展而来的,因此崩岗形态演变过程深深地打上沟蚀形态演变的烙印。

在这一形态演变过程的早期阶段,地表径流的下切侵蚀曾居主导地位。但随着沟墙崩陷作用的加强、地表径流(这时主要是切割沟墙崖壁下的崩积体上的细沟水流和沟底前部洪积扇上的选择流)的侵蚀作用主要是搬运从沟墙上崩塌下来的物质。沟墙、特别中沟头沟墙的后退纯粹是重力崩塌作用。上述这两种侵蚀作用的强度对比变化控制着整条沟体的形态变化。

冲沟纵剖面发育的动态过程,可借用满宁公式所阐述的原理来解释<sup>[16]</sup>。满宁关系式如下:

$$V \propto R^{2/3} S^{1/2} N^{-1}$$

修改过的满宁关系式为:

$$V = 1.49d^{2/3} S^{1/2} n^{-1}$$

侵蚀一开始,渠道形态就变尖和深,使 $R$ 值增大。又由于冲沟初期,沟底几乎没有植物, $N$ 值很小。于是,渠道为了保持其运载能力的亚稳定平衡<sup>[17]</sup>使 $V$ 值趋于恒定,只有减小沟床坡度。这样,冲沟侵蚀的结果总是力图使沟床坡度比原始坡度来得平缓,也就是冲沟必须通过下切作用来达到这种动态趋势。于是出现了表2中所显示的冲沟深宽比值迅速增大的客观现象。笔者在另一篇文章中通过细沟瓿穴发育的水动力学原理分析指出,这种下切作用主要是通过沟床陡坎处发生的流态变化和能量转换来达到的<sup>[6]</sup>。当冲沟沟谷中的水流溯源侵蚀作用(多从沟床中较大的陡坎处开始)扩展到沟头墙壁时,地表径流的侵蚀作用地位发生了前述的以沟墙的重力崩陷作用为先导的转变局面。从这时起,冲沟沟壁的崩塌作用不断进行下去,强度越来越大,并受各局部条件的制约而向不同平面形态演变。

由于沟墙的崩陷作用都沿垂向或纵向节理进行,沟底又有地表径流的切蚀,因而形成了陡立的崖壁和U形谷横剖面。到了这时,沟墙、特别是沟头沟墙成了整个冲沟系统中最活跃的部分。这样,一方面,沟床坡度由于地表径流的下切而迅速减小;另一方面,沟头陡崖不断形成。使冲沟的纵剖面形成了一条中前段平缓,而后段陡立的上凹形曲线,而冲沟原来3个按顺序排列的地貌单元在沟头向四周扩展的过程中发生了位置的重新调整,出现了前述的各种崩岗平面形态类型。

另一部分直接由谷坡后退形成的崩岗其力学机制在下面才讨论。

### 三、崩岗发生机理初探

影响崩岗发育的因素很多,各因子所起的作用及相互之间的关系也较复杂。但崩岗的不断发育,重力崩陷是其主要特征。产生崩岗陷作用的物质基础就是巨厚的红风化壳,而影响风化壳土体崩陷的因素与其本身的结构和触发因素水分的作用,以及地形等诸因素有密切关系。下面从几

个方面探讨崩岗发生的机理。

### (一)红土的机械组成及与水作用产生的变化

低纬湿润地区,由于高温多雨的气候条件,生物化学作用强烈,基岩发生了强烈的风化与分解。在广东,以花岗岩为例,由于风化作用不断进行,岩体中不少矿物不断分解和流失,使长石、云母等铝硅酸盐基通过不断分解而形成高岭石、伊利石、蛭石、水云母,埃洛石、三水铝石、针铁矿、赤铁矿和 14Å 过渡矿物等粘土物质。在赤红壤中, <0.002mm 的粘粒平均约占 30%。左右,粘粒的  $S_2O_2/Al_2O_3$  比值为 1.7~2.3。而赤红壤发育地区是崩岗主要发育区<sup>[17]</sup>。在较厚的红土层中,不断产生的粘土矿物,特别是上述高岭石等 1:1 矿物与分解不彻底的大小石英砂粒相混合,形成了深厚的土体,构成崩陷地形发育的物质基础。

不同的基岩母质,其风化壳厚度是不同的。在广东,花岗岩风化壳可厚达 70m 以上;砂页岩的风化壳一般仅几米厚,最厚才十多 m(如韩江上游);石灰岩一般小于 10m。即使同类基岩,由于结构不同,其风化壳厚度也不同。如粗粒或斑状花岗岩的风化壳可厚达 70~80m(广东陆丰),而细粒花岗岩一般仅 20~30m(广东德庆)。风化壳的厚度可影响崩岗发育规模的大小。

表 3 广东德庆深涌花岗岩风化壳粒度特征

层位	深度 (m)	不同粒径(mm)的百分含量(%)									
		>2	2~1	1~0.5	0.5~0.25	0.25~0.1	0.1~0.06	0.06~0.004	0.004~0.002	<0.002	
		细砾	极粗砂	粗砂	中砂	细砂	粉砂	细粉砂	粘	土	
红土层	表土层	0~1.30	3.80	15.84	9.75	4.17	2.92	1.01	31.44	10.46	19.63
	红土层	3.08	31.27	12.96	5.25	2.68	1.55	0.67	36.84	2.78	6.03
砂土层	杂色红土层	9.68	14.04	15.38	10.56	7.07	5.74	3.46	40.32	1.47	1.96
	浅色红土层	19.65	31.41	13.06	7.89	5.35	3.72	1.98	31.81	2.45	2.33
碎屑层	构造残积层	30.55	36.79	21.05	16.11	9.68	5.85	2.41	7.61	0.11	0.29

注:资料来源:姚清尹(1990年)

表 3 列出了广东德庆县花岗岩丘陵风化壳中各层次的机械组成。该剖面各层相应的主要化学成分(%)是:0~3m(红土层),  $S_2O_2$  含量为 62.28;  $Al_2O_3$  为 24.33;  $Fe_2O_3$  为 4.91; 3~19.6m(砂土层,即表中的杂色、浅色红土层)分别是 64.41、21.34、3.22; 19.6~30.5m(碎屑层,即构造残积层)分别是 70.11、15.3 和 2.19。因此该剖面各层次的物理、化学特征均显示粘粒及次生矿物自上往下减少。由于粘土矿物都有层状晶格结构,其原子或离子排列成平行层。上述高岭石、埃洛石等 1:1 矿物其晶层间距仅为 7.2~10Å 左右,它们遇水后,高岭石分子表面所能吸附的水层仅厚 50Å 左右,比蒙脱石等外热带土的主矿物所吸附的水层小得多(它们可吸附几百Å 的水层)。因此,红土的膨胀率较小,土体较坚实,抗剪强度较大。

红土吸湿后,它们与水作用过程所产生的变化实际上主要是红土中的粒土矿物与水相互作用而产生的变化。红土中的粘粒和次生矿物常具有胶体的特征,即表面活动性,它们可与水发生强烈的物理和化学作用,并由此产生一系列的特性,如粘性、塑性、胀缩性和湿崩等。由于风化壳中有机质含量很少,钙质又大量流失(赤红壤中 CaO 淋失率达 90%),这些粘粒和次生矿物于是

就成为风化壳土体的主要粘结物质,它们的含量多寡,以及在剖面中的分布特征和干湿状况强烈地影响着红土的力学强度,从而影响崩岗侵蚀的过程。

因此,风化壳剖面各层次的土体,特别是发生崩岗地形所在层次的土体的抗剪强度主要取决于所含的粘粒的含量。而粘土矿物的形成与富集程度除了与风化阶段有关外,还与原基岩的种类和结构有很大关系。如粗粒花岗岩由于脱硅作用历时较长,所需要的风化程度要更强烈。因此,其基岩风化后,砂砾级含量较多,粘粒含较少。如广东德庆的粗粒花岗岩风化壳下部(19~30cm深)所含的砂(0.1~3mm)、砾(>2mm)的含量占整个机械组分的89.5%,粘粒仅10%左右。即使强烈风化的上部红土层,粘粒也仅占20%。野外观察资料显示,粗粒花岗岩风化壳所发育的崩岗其规模与数量均很大。

有时在某些发生崩岗的风化壳剖面中可见到斑纹层出露。斑纹层是指风化壳剖面中出现的红色、橙黄色、白色或灰白色土块的交织层。水稳性试验示斑纹层是剖面中抗蚀性较差的层次。斑纹层的出现,至少说明它所在的土体某个层位存在两种状况:(1)有地下水经常在此层流动;(2)这一层次中有较多的裂隙。这两种状况长期存在是造成这一层抗蚀性降低的主要原因。

斑纹层(或杂色红土层)下面的层次是构造残积层,即碎屑层。这一层属弱风化带,多数长石正变成高岭石,脱硅作用、红化作用还未出现或刚刚才开始。粘粒含量很少,但粗粒组分很多。这一层的抗剪强度比斑纹层或杂色红土层更差。据试验资料表明,完整的风化壳剖面中,自上至下的红土层、砂土层(或斑纹层)和碎石层各自的抗冲指数分别为22530和780<sup>[41]</sup>。当斑纹层(或砂土层)和构造残积层位于各种应力集中的坡脚位置时,很容易被冲蚀掉或遭到破坏,从而造成坡体的不稳定性,导致崩陷作用的发生。

所有的水稳性试验均显示,团聚体或土体的粘粒含量越多,其在静水中分散所需的时间越长。这说明土体的抗蚀性(粘结力)与粘粒含量成正相关。此外,我们在试验中还发现,相同的土体,当粘粒含量越少时,其在静水中完全分散所需的时间越少;而当粘粒含量增大时,其在静水中完全分散所需的时间反而增长。这一现象的出现可能与土体干燥收缩后产生的大量干裂隙增大了非毛管孔隙度从而增大其透水性有关。红土遇水后,其抗剪强度迅速减弱。如当红壤的含水量增加到35%时,其抗剪强度降低60%以上。粘性土的抗剪强度可用修改过的库仑公式来表示,即

$$\tau = C + (P - P_w) \operatorname{tg} \theta$$

式中: $\tau$ 为剪强度; $C$ 为粘性土的内聚力,它与土体上述的含量和密度有关; $P$ 为土体的法向压力; $P_w$ 为孔隙水压; $\theta$ 为内摩擦角。当土体的水分含量变少时,粘性土的颗粒周围仅含强束缚水(吸湿水),土粒在分子和毛细管力作用下趋向接近,土体产生收缩现象。于是风化壳剖面外层普遍产生大小不等的干裂隙,但裂隙面内的土块粒性却得到增强。降雨时,随着土体的含水量的增加,土粒间的水膜增厚,颗粒间的联系主要靠弱束缚水,土体产生膨胀现象。这时不仅式中的 $C$ 值减少, $(P - P_w)$ 值也减少,因此 $\tau$ 值迅速减小,这就为土体的崩陷创造了必要的条件。

## (二)风化壳内的软弱结构面

风化壳内存在大量的软弱结构面,它们包括原基岩风化后残留下来的构造裂隙或原生节理,风化过程中产生的风化节理和卸荷节理。原基岩中的构造节理对基岩风化影响最大。据姚清尹统计,许多大型崩岗的伸展方向明显受到这种构造裂隙的控制。如广东德庆马墟河流域中分布有N—S、E—W、NW40°四组构造裂隙,这与谷坡上发育的崩岗轴向方向很吻合<sup>[8]</sup>。在广东五华县许多条形崩岗的伸展方向也与该区的构造节理方向相吻合。

风化节理是风化过程中产生的各种大小裂隙,不同层次,不同的风化阶段,它们的发育情况和大小规模是不同的。红色风化壳土体中的主要粘土矿物为高岭石和埃洛石,它们的吸水能力低。高岭石呈扁平状,埃洛石呈棒状,这些细颗粒物质的大量存在时,会使土壤或风化壳土体中的干裂多为中、细孔隙,它们可大量存在,但较窄,在低纬湿热地区砖红壤中,这些干裂孔径很小<sup>[11]</sup>。但如果基岩结构中的粗份含量大时,风化后可产生大的孔隙,如深涌粗粒花岗岩发育成的崩岗(G<sub>1</sub>)1~21m层的土体中出现的大孔隙其孔径可达1.2mm。在成土过程中还产生根系裂隙,动物活动管道等。以上这些裂隙均可使雨水下渗,形成土壤水和地下水。

至于较大型风化裂隙,主要存在于弱风化带和微风化带中,这些层位埋藏较深,较少出露,而中、早期的崩岗多发生在中至强风化带以及全风化带中。表层土体由于直接受到阳光照射,该层的热力变化较剧烈,土体收缩时产生的干裂隙较大,并且呈龟裂状,这些浅层裂隙极有利于雨水或地表径流的入渗。由地表减压产生的卸荷节理与地形因素关系很大。这种减压卸荷作用效应在较陡高的斜坡上更加明显。由于斜坡体的临空面侧因有应变能释放而产生卸荷作用,引起斜坡带的应力重新分布。在靠近斜坡的临空面附近存在一略平行于临空面的最大应力带,而坡脚或谷底是所有应力最集中的部位。据报道<sup>[12]</sup>,当谷底的底宽小于0.8坡高时,坡脚最大剪切应力随着底宽的缩小而急剧增大,是坡体中最容易产生变形和破坏的部位。而斜坡上缘,坡面的径向应力和坡顶的切向应力则转化为拉应力。以上这些部位很容易产生与坡面平行的拉裂面。这种斜坡应力场分布状况在许多滑坡事件中得到证实,并随着坡角和坡高增大日趋明显。

当巨厚的风化壳土体被沟谷或溪水切开后,特别是当沟谷下切到一定深度后,由于上述斜坡卸荷效应产生的应力重新调整,必然通过不断形成近乎平行于斜坡的拉裂面来释放应力,某些突发性巨型谷坡的崩陷事件可能与此有关。由于红色风化壳岩性特点,沿柱状节理发育的巷沟很容易形成,因此拉裂面多是趋于铅垂的。光弹性斜坡与直壁模型的横向水平正应力和铅直正应力与边界水平压力比等值图显示等值线由斜坡的低角度倾斜向直壁的高角度倾斜分布变化,证明了这种应力等值线的分布和主应力线形状与地形特别是坡度的变化有很密切的关系<sup>[11]</sup>。这可能就是野外所见到的崩岗沟墙最后逐渐趋于近乎直立的原因。愈靠近出口(如瓢形崩岗的出口处),沟底的宽度与沟墙的高度之比远远小于0.8这一阈值,这一部位的沟墙更容易出现铅垂方向的崩陷,并且沟墙的临空面越高大,这种斜坡卸荷效应越明显。这和野外所观察到的情况很相吻合。

至于裂隙充水后,裂隙面表层的粘粒吸附水层后膨胀,沿裂隙面是否先发生土体的局部塑性变形及至塑性滑动,然后才随着裂隙面的不断扩大并在自重应力作用下产生脱落下坠,或是下坠(滑)土块沿裂隙面下方剪切变形时,沿剪切面粘土矿物有否产生某种程度的定向排列从而减弱其抗剪强度<sup>[13]</sup>,这两种情况可能都同时存在,关于这方面的研究有待于进一步的深入。不管情况如何,在这两种可能发生的过程中,水都积极的参与了,因此对土体中孔隙水压和含水量的变化过程的定量测量将有助于了解土体抗剪强度的变化。

### (三)大暴雨影响

崩岗的崩陷作用虽然是一种重力侵蚀过程,但它必须在水的参与作用下才能发生。因此水分下渗土体是崩岗发生的触发因素。华南沿海省份属热带、亚热带季风气候,一年中有一明显的雨季。大雨、暴雨强度大,次数多且比较集中,其中以“小满”到“芒种”节气是暴雨集中时期。另一暴雨期为8~9月的台风季节。以广东清远县为例,该县曾多次出现过特大暴雨的记录。如1979年9月21日,日雨量达405mm,而1982年5月12日雨量竟达640mm之多。该次暴雨后,全县出现崩岗15万处,面积达117万亩。五华县1986年7月8日遭7号强台风袭击后,出现崩岗和滑坡

1 043<sup>[9]</sup>。以上这些统计数字充分说明了崩岗的发育与大暴雨影响有直接关系。大的降雨,特别是当大雨持续的时间较长时,土体中储蓄了大量的水分。下渗水的作用有三方面:(1)减小土体粘结力;(2)加重土体;(3)可能发生化学溶蚀,扩大裂隙面。当靠近临空面侧的柱状裂隙面附近的土体抗剪强度减小到不能支撑土体吸湿后的自重时,便很容易产生崩陷现象。

#### (四)地形的影响

地形因素对崩岗发育的影响,除了前述的斜坡卸荷效应外,还有坡高(有效临空面高度)、坡向、坡度和坡形的影响。斜坡(特别是谷坡)的相对高度(有效临空面高度)是影响斜坡稳定性的一个重要因素。如前所述,斜坡的临空面侧的应力分布状况很大程度上取决于斜坡的相对高度以及它与谷底宽之比值。如果后者为一定值时,斜坡越高,其稳定性越差。据报道<sup>[14]</sup>,黄土地区的谷坡稳定性与其高度成负相关关系。在气候、植被等自然条件相似的情况下,区域重力侵蚀强度( $A$ )和沟谷密度( $L$ )与谷坡高度( $h$ )平方的积成正相关,即  $A \propto Lh^2$ 。在南方红土区,上式可修改为  $I_g \propto Ah$ ,式中: $I_g$ 为区域重力侵蚀强度; $A$ 为崩岗面积; $h$ 为风化壳厚度, $h$ 与崩岗墙壁的平均高度相当,而墙壁,特别是沟头墙壁的高度往往与谷坡高度成正相关。 $h$ 越大,墙壁越不稳定。具体例子见广东五华县新1管区黄狗坑1号崩岗(由东西两个支崩岗组成)。由于崩岗崩塌作用不断向分水岭方向及四周扩展,谷坊一再加高(总共加高了两次,总高度达7m),最后一次加高时间为1989年。自那时起,西边一个崩岗至今不再发生崩塌作用,但东边一个(高度比西边高)仍向分水岭方向发展。表4表示崩岗发育与坡向的关系。

从表5中可以看到,谷坡上的崩岗主要发育在向阳坡(南坡)上。由于南坡所接受的总辐射量较多,土体较干燥土体中的干裂隙较多。另外,由于华南地区雨季时的优势风是南风 and 东南风,因此南坡也是主要迎风坡,在相同降雨时,南坡接受的降雨不但多于北坡,且遭受到雨滴的溅蚀机会也比北坡多。由于热力变异大和干湿交替作用频繁,南坡土体抗剪强度容易减小,因此不论片蚀、沟蚀或崩岗均比北坡强烈,坡面也破碎得多。

表4 德庆马墟河谷的山脉崩岗数量与坡向的关系

坡向	S	SW	SE	E	W	N
崩岗数(处)	124	26	20	22	25	4
百分比(%)	56.1	11.8	9.1	10.0	11.3	1.8

注:\*资料来源:姚清尹(1987年)。

坡度也是影响崩岗发育的因素之一,据曾昭璇等报道<sup>[4]</sup>,花岗岩红土丘陵只要有10m以上的风化壳厚度和20°以上的坡度,就可以产生崩岗地形。南方地区的花岗岩风化厚度,除了高大山体以外,绝大部分地区均大于20m,最大可达80m。一般海拔较低的丘陵

其相对高度多为50~60m。因此,整个丘陵均由风化壳组成的情况很普遍,例如在粤西西江流域所见。于是,坡度就成了这些地区崩岗发育规模的控制因素之一。一般来讲,相对高度较小的、低矮平缓的丘陵台地利于冲沟状崩岗的发育,而相对高度较大且坡度又较大的谷坡,特别是较狭窄的V形谷坡是各种大型弧形崩岗发育的理想场所。就单个坡面来讲,凹形坡面较有利于崩岗的发育。因为凹形坡利于集流,也利于直壁的形成。盆地可以看作是一连串的凹坡组合,其四周丘陵坡面更有利于崩岗的发育。如赣南地区的横坡盆地(宁都)区1km<sup>2</sup>出现崩岗20多个。在福建安溪官桥地区1km<sup>2</sup>内达62个之多。广东德庆新墟附近0.39km<sup>2</sup>内竟有39个之多<sup>[4]</sup>。许多崩岗群的出现都与较封闭的盆地地形有关,且盆地中有河流横切时更有利于崩岗的发育。

最后要指出的是人类活动是造成华南广大红土山区丘陵坡面发生强烈侵蚀的引发因素。自然环境中原存在着良好的生态平衡,除了灾害事件外,自然侵蚀率保持在较低的水平。但由于人类不合理的社会经济活动的影响,使自然侵蚀变为加速侵蚀。据史料记载,广东德庆县大规模的

崩岗地形的发育始于 1838 年,至今仅一百多年历史。山民们为了制碱、烧炭,大量砍伐山林;为了采石盖房,大举开掘坡面;为了扩大耕地面积而开荒,使部分坡面裸露;为了登山劳作而开筑小山路……。所有这些活动,为坡面的大规模遭受侵蚀创造了先决条件。而各种被破坏了了的坡面形态,往往就成为小沟、冲沟,进而变为崩岗发育的地形基础。

#### 参 考 文 献

- [1] Julius Budel, 1982. Climatic Geomorphology (English Edition by Lenir Fischer and Detlef Busche) • Princeton university Press. New Jersey, U. S. A. ,P. 187;pp122—201
- [2] S. H. Luk, 1987. Soil Erosion (China) project, progress Report, University of Toronto Press 1—3
- [3] A. C. Imeson, F. J. P. M. Kwaad, 1980. Gully types and Gully Production, Geografisch Tijdschrift 14: 430—441
- [4] 曾昭璇等. 中国东南部花岗岩地貌与水土流失课题. 《华南师院学报》, 第 2 期
- [5] 吴克刚等. 华南花岗岩风化壳崩岗侵蚀. 《广东水土保持研究》, 北京: 科学出版社, 1989 年
- [6] 丘世钧. 小沟水动力和崩岗系统的分析及其应用. 《广东水土保持研究》, 北京: 科学出版社, 1989 年
- [7] 丘世钧. 红土丘坡崩陷型冲沟的侵蚀与防治. 《热带地理》, 1990 年, 第 1 期
- [8] 姚清尹等. 花岗岩裂隙构造及其对风化与岩体破坏的影响. 《广东水土保持研究》, 北京: 科学出版社, 1989 年
- [9] 黄少敏等. 广东的崩岗灾害地貌. 《热带地貌》, 1992 年
- [10] 李天杰等. 《土壤地理学》, 北京: 高等教育出版社, 1983 年
- [11] 安欧. 《构造应力场》. 北京: 地震出版社, 1992 年
- [12] 聂世平等. 长江流域滑坡分布与斜坡地质环境的关系. 《滑坡论文选集》, 成都: 四川科技出版社, 1989 年
- [13] 李海军等. 滑坡与岩土体里面蠕变. 《滑坡论文选集》, 成都: 四川科技出版社, 1989 年
- [14] 张信宝等. 黄土高原重力侵蚀的地形与岩性组合因子分析. 《水土保持通报》, 1989 年, 第 5 期
- [15] R. J. Chorley, S. A. Schumm, D. E. Sugen, 1984,
- [16] N. Huson, 1976. Soil Conservation. BT Batsford Limited, 215—216
- [17] 广东土壤普查办公室. 《广东土壤》. 北京: 科学出版社, 1993 年