

# 地下水文与斗淋及多边形喀斯特的发育

P. W. 威廉姆斯

**1. 导言** 从司维治(Cvijic) 1893年发表《喀斯特现象》一书以来,关于溶蚀斗淋的认识很少有所发展。对于斗淋为什么出现于这些灰岩区而不出现于那些灰岩区还没有令人信服的解释;对斗淋盆状形态形成的过程也还没有定量的说明;我们知道温带斗淋与热带多边形喀斯特有所区别,但尚不能说明其原因。在本文中,笔者提出“地下水文过程”即“上部喀斯特水文过程”概念,指出该过程通过对溶蚀分布的影响决定了溶洼的成因、形态和大小。这里,“斗淋”一词指热带或温带中从小尺度到中等尺度的喀斯特封闭洼地。

**2. 集中溶蚀过程** 斗淋的形状表明正是它的中心而不是周边曾有大量的岩体消耗,并指出一定存在着使溶蚀集中作用的持续自然过程。

石灰岩在溶液中的运移量为溶质浓度与径流之积。在一定气候条件下,溶质浓度是土壤 $\text{CO}_2$ ,开放或封闭的化学系统,溶解动力学,岩性和时间的函数。某些局部的 $\text{CO}_2$ 变化可用土壤和微气候的变化来说明。但如果单独用溶质浓度的空间变化就可以充分解释斗淋起源的话,则斗淋在一定的的气候带应存在于所有的石灰岩中。很明显完全不是这样,这可用英格兰的石炭纪、侏罗纪和白垩纪灰岩的例子来说明(Sweeting 1972)。因此,斗淋的成因应该用另一个因素即径流造成的局部溶蚀不平衡来解释。人们虽然还未能很好地理解喀斯特洼地水文学,但水量的差异分配可能正是问题的关键。

如果在水文上斗淋的边坡与常态山坡相似,则随着次级汇水面积的增大,由边坡流下的径流就会增加,这样底部附近的溶蚀量将大大超过四周边坡,因为底部附近比周边每单位面积能获得更多的径流。然而斗淋边坡的渗透性通常很好,虽然有时在边坡也能看到地表流,但这种情况极少。某些斗淋土壤中有壤中流,但也并非普遍存在。在无土壤覆盖的裸露斗淋表面径流就更不重要。因此,主要的问题就是要说明在斗淋发育的早期水流如何集中并由此产生溶蚀,答案显然应在表面以下的过程中去寻找。

石灰岩岩体从构造和沉积特征方面获得了三维渗透性:原生孔隙、节理、断层和层面节理。内部连接的孔洞及裂隙网为溶质运移提供了通路。50—80%的碳酸盐岩溶液主要表现在地表下10m以上(Smith和Atkinson 1976),因此,大量被蚀的是土壤下最上层的岩石。溶蚀使裂隙扩大,但观察表明它们随着深度加大而很快闭合。所以,在高孔隙度的皮下带中水的渗入比漏出更容易,于是在大雨后它便成了储水区,该水体构成了悬挂含水层(也叫“喀斯特上含水层”,Mangin 1974/5),而它的底部基本上是一个有漏孔的毛细栅栏(图1)。关于皮下带及其含水层的充分证据曾为以下学者提出:Bakalowicz (1979),Bakalowicz 等(1974),Mangin (1974/5),Gunn (1981, 1983)和Williams (1972, 1978, 1983)。

由于裂隙渗透性在岩性和构造的影响下产生初始的空间变化,因而垂直流路在皮下带底部有选择地发育。当这些通路继续溶蚀扩大并占优势后,如果其中有一个垂直渗透量足够大,则在潜水面中会产生一个与抽水井四周相似的降落漏斗(Williams 1983)。于是,流路将在喀斯特上部含水层中重新调整,并在优势渗透通道上形成会聚流线。额外水流加强了溶蚀并

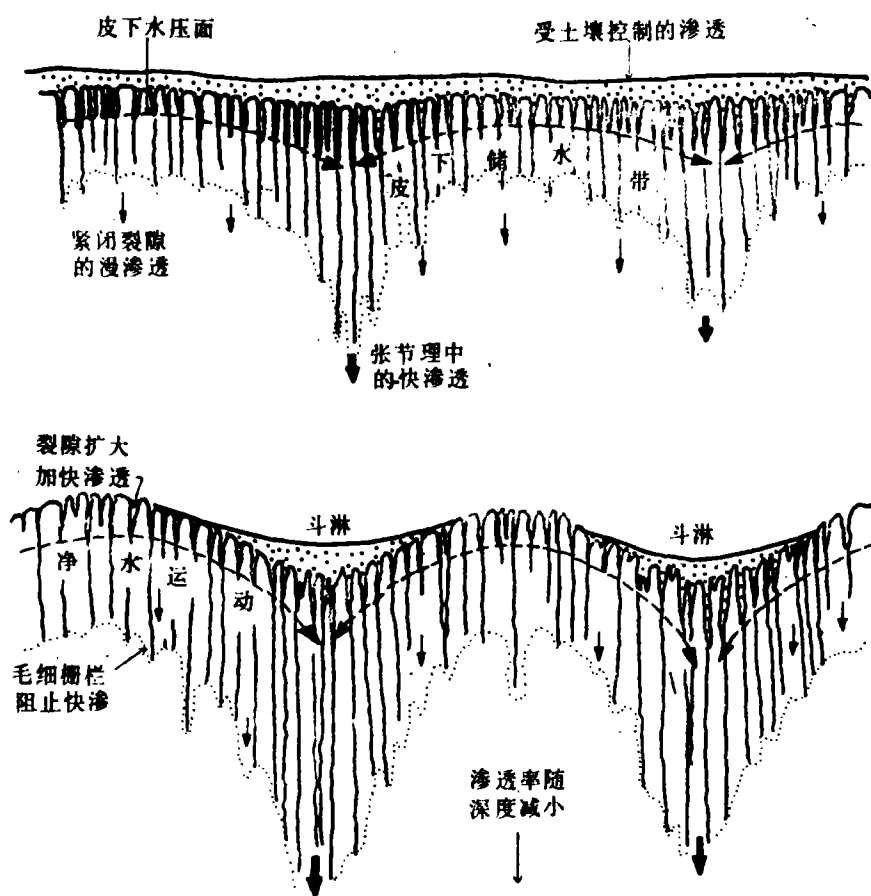


图1 喀斯特化岩体中的皮下带

使垂直渗透性增强，而渗漏通道按皮下潜水面的降落漏斗半径扩大其影响。这里漏斗半径取决于喀斯特上含水层的水力传导率和水在底部垂直流路中的降落速率。

①水在皮下带中的运动 喀斯特上部含水层中水的储存和运动必须符合通常的地下水法则。或许这种水并不能持久，但可预料暴雨后悬挂含水层具有滞留潜水面。Friedrich 和 Smart (1981) 通过染色示踪证实了喀斯特上部含水层在水文上表现为具有大量扩散水流以及横向和侧向水流的连续地下水体。在非喀斯特化的结晶灰岩中，孔隙度可能小于0.1%，其水力传导率可能为 $10^{-4}$ — $10^{-7}$  m/d (Freeze 和 Cherry 1979)。而在风化皮下带中，岩石孔隙度可大到5—10%，水力传导率可达 $10^{-1}$  m/d 或更高（虽然尚无实测值）。

土壤起到渗透调节器的作用。按照土壤特性，它的饱和水力传导率大约为 $10^{-2}$ — $10^{-5}$  m/d。土壤充填裂隙后减小了皮下带顶部裂隙的渗透性，而紧闭的节理在其底部使渗透性减小。总的来说水流运动服从达西定律，但当水流在垂直渗透通道中沿裂隙向下运动时可能不服从该定律。皮下带底部的渗透速度可从开放竖井中的重力自由降落到渗流水的 $10^2$ — $10^3$  m/d，而对于渗漏水则为 $10^{-1}$  m/d 或更小。

②强化因素 斗淋一旦形成，正反馈作用会促使它进一步发育。由于顺坡而下的水流及其引起的溶蚀是向心集中，因此地形上封闭的盆地在水文学上为自我强化，这样，在斗淋边坡深厚土壤的内部，与边坡水文运动相联系的通常过程肯定会发生 (Kirkby 1978)。一旦溶蚀斗淋形成，边坡的水文过程——包括壤中流以及偶尔的地表流——就会使斗淋盆形不断保持

并进一步发展下去。另外,有证据指出热带斗淋这种极端形态其底部还会出现比四周山丘更多的林冠渗雨量(Aub 1969)。

土壤、碎石和有机碎屑在重力影响下有顺坡下移并堆积于斗淋底部的趋势;在寒冷气候条件下,雪也堆积于底部。这样,较深较潮的土壤促进了产生 $\text{CO}_2$ 的生化过程,而更多土壤水的储存会在土——岩界面上延长溶蚀过程。同时,由于斗淋边缘的土壤减少,溶蚀作用也将在那里减小。另外,厚层土也能减小斗淋底部的渗透性,这样就存在一个对集中溶蚀的负反馈影响。

随着垂直排水系统愈趋通畅,斗淋底部附近贯通石灰岩的竖井和裂缝得以扩大,这将促使斗淋边坡下面的层流转变为竖井中的紊流。水的运动速率不断增大将使土、岩在地下的机械输送量增加;水流在裂隙中相当通畅地降落会激励斗淋附近边坡的皮下潜水位进一步降低。

这样,向心排水系统的影响半径得以进一步扩大。

**3. 溶蚀斗淋发育的限制因素** 在地形基本平坦的热带环境中,如果水补给在空间上一致且水平渗透力在皮下带中已发展,则喀斯特上部潜水面的等水位线形状局部地由渗路中下降进入下伏未风化岩块的垂直水力传导性的差异大小所决定。所产生的局部降落漏斗的坡度随之决定了斗淋的半径大小并最终决定了它们的平面大小。在降落漏斗相交之处,单个的斗淋生长会被这种与相邻向心排水中心的竞争所制约。多边形喀斯特就因这种普遍的相互作用而产生。在一定的盈余水条件下,各种多边形喀斯特网眼大小的变化可能是皮下水力传导率的直接函数,同时是进入风化较弱岩石中的高度透水渗道出现频率大小的反函数。但在下列极端情况下,溶蚀斗淋则完全不会发育:①如果垂直水力传导率大得足以贯通整个渗流带使得皮下储水很少或仅短暂地停留(例如在风化灰屑岩上, Jennings 1968);②如果垂直渗透率在空间上始终保持均匀使降落漏斗不能在皮下潜水面中发展(例如在英格兰和法国北部的白垩层中以及某些抬升的珊瑚环礁中);③在主导皮下水力梯度与地形坡度相平行的陡倾山坡(超过 $20^\circ$ )上。

在缓倾或中等倾斜的地形面上,可预料其下倾斜皮下潜水面中的降落漏斗是不对称的(根据倾斜地下水面上围绕抽水井的降落漏斗形状推断),而深入山坡中的斗淋可预料也是不对称的,它们的最陡坡面倾向山坡的上坡方向(图2)。

当整个坡面陡度大约超过 $20^\circ$ 时,贯通皮下带的水力传导便更平行于斜坡面而不是垂直向下。这样,皮下潜水面将引导水流顺坡下降而不是作向心运动。和在不受限制的潜流含水层中所见一样,树枝状等值线也可能在悬挂的喀斯特上部潜水面发育,这样,皮下流线的汇聚导致溶蚀沿树枝状通道加强。由这些通道溶移的石灰岩越多,当倾斜表面降低时,溶蚀带在地形上表现为干谷的趋势就越强。也可能这一过程是导致干谷在白垩层和上述例子其它岩层中发育的主要机制之一。尽管上覆岩层排水网的迭置、

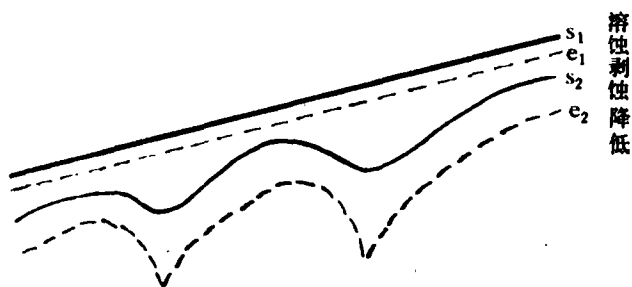


图2 倾斜面上的不对称斗淋

$s_1$ : 最初的地形坡面;  $e_1$ : 最初的反卜水面;  $s_2$ : 不对称斗淋沿长轴的地形坡面;  $e_2$ : 不对称斗淋之下的皮下潜水面形状

潜水面的降低和冰缘过程也会对某些干谷的形成起作用 (Smith 1975), 但冰缘过程不能说明热带和亚热带的干谷, 如在巴贝多 (Fermer 1972; Day 1983)。此外, 主排水网的重迭和主潜水面的降低也都不能说明封闭大洼地边上所产生的干谷。

**4. 崩塌斗淋** 多数降落斗淋在它们的发育过程中都存在着岩石逐渐陷落的因素。点状水补给斗淋在其发育过程中还包含更多的机械作用, 如在河流的消失点和渗漏点上方有时突然出现崩塌。

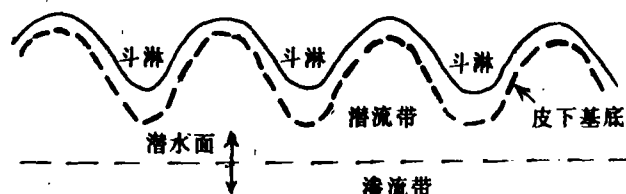
在主要由溶蚀洼地构成的景观中, 如在中国、巴布亚新几内亚、波多黎各及新西兰的多边形喀斯特中, 大规模的崩塌也时有发生, 所产生的崩塌斗淋为陡壁所围而具圆筒状外形。这类斗淋在多数 (即便不是全部) 例子中与活动的或衰亡的地下河道坍塌有关。多数情况下, 这类崩塌是当溶蚀洼地向下发育时与洞穴相遇发生的, 此时斗淋的底部落入洞腔构成组合地形。这种地形的上部边坡是溶洼形态而下部边坡是崩塌形态。

**5. 结论和讨论** 在产生溶蚀斗淋的喀斯特化过程中, 既有渗透性 (和水力传导率) 的增加, 又增大了渗透的空间差异。在垂直截面上, 皮下带的水力传导性与其下渗流带的水力传导性通常有几个数量级的差异。在平面上, 皮下带底部渗透率的主要差异决定了喀斯特上部潜水面的起伏。

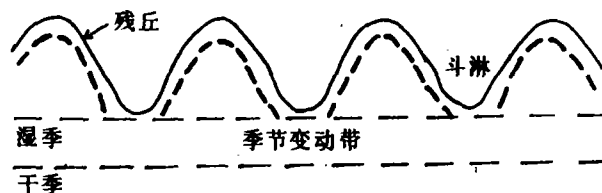
对溶蚀斗淋成因起作用的皮下过程在地形发育后可能关系就不大了, 因为正反馈过程强烈地增大了地势。温带浅斗淋与热带起伏较大的深斗淋间的差别可能就是不同环境条件下反馈因素强度不同的结果。

如果时间充分, 溶蚀斗淋的底部将会达到区域潜水面, 皮下含水层将与潜流饱和带合并 (图3)。这时, 水流一定是水平运动而不是在斗淋底部作垂直运动。结果, 斗淋垂直加深速度很快降低而它们的底部在季节变动带中不断扩大, 从而形成溶蚀平原。

(A) 斗淋垂直切过渗流带



(B) 洼地下切到季节变动



(C) 丘陵因山坡平行后退及底切而降低, 洼底联合成溶蚀平原



图3 多边形喀斯特接近潜流带时的发育

在阶段C中, 残丘和塔丘继承了阶段B中围绕封闭洼地的丘陵位置及形状, 溶蚀平原在潜流带上部发育; 残山主要由山坡平行后退而降低, 但坡脚的底切作用在局部也是重要的。

谭明节译自《Zeitschrift für Geomorphologie》Band 29, Heft 4, 1985, P. 463—482, 张英骏校