

表层喀斯特水文学和斗淋及多边形喀斯特的发育

P. 威廉姆斯

1. 引言 自从1893年J. 斯维奇发表了《喀斯特现象》至今, 人们对于溶蚀斗淋发育的认

重要的作用。在水文学研究中地形测量很重要, 通过测量可以对流域盆地作定量分析。这是对诸如表面径流、渗流等现象研究的基础, 还有助于对洪水集聚时间的计算, 沉积速率和其他河流特征的研究。现代河流地貌学的概念是长期来地貌学和水文学交叉领域研究的必然结果。

航空象片给地貌学家提供了从高空研究地貌和发现各种类型的模式及异常的前所未有的可能性。从宇宙飞船和复杂遥感技术, 如热红外或侧视雷达, 获得的图象进一步增强了适于地貌研究的技术手段。

在应用地貌学中, 航测这个有力的工具有很大作用。由于航空像片显示了各种地貌要素或单元及它们的相互关系, 使地貌调查有了良好的开端。在航空像片基础上, 能准确地迅速地进行坡度、水系密度和大量其他要素的定量分析。航空像片还可成功地用于动力地貌学研究。因为从前的海岸线和河床位置往往清楚地显示在像片上。时常用几个附加的资料来确定痕迹的年代, 使定量分析成为可能。在迅速和近期的变化情况下, 以天、月或年计算的有规则间隔的一组航空像片特别令人感兴趣。然而最重要的是, 航片是唯一展示自然环境和景观生态整体复杂性的手段。这种复杂性源于存在着地形、岩石和土壤、地下水与地表水、气候条件、植被、动物和土地利用的复杂的相互关系。

各种自然环境要素和其对社会影响的关系解释需要对所有要素的透彻分析和随之进行的对它们相互依存关系的综合评价。很显然, 地貌调查在区域环境研究中起着重要作用。

规划者和政府或非政府的决策人, 一旦从事为保障居民的利益而促进土地合理利用的工作, 就要考虑人们的经济利益、健康和环境资源的长期保护的重要性。他们不可避免地要就地貌、变化过程和环境地貌学的事项向地貌学家求教。在既允许居民的不断增加, 又要提高生活标准时, 就需要开发新区域, 或者在人口密度较大地区进行更合理的利用。因此, 有必要精通各种环境要素, 并为各种规模的政策规划打下坚实的科学基础。

总之, 虽然地貌学的应用是多种多样的, 但仍可归为以下有限的几类:

1. 在地学领域(地质学、土壤学、水文学), 植被科学等中的应用, 包括与自然环境发展研究有关的地貌制图和专题制图。

2. 在环境研究和调查领域的应用, 包括一般性质或针对特殊的自然灾害, 如山崩、地震、火山、地陷、洪水与干旱。

3. 在农村发展和规划领域的应用。通常主要是农业、牧业、或其他形式的农业土地利用。土地通过控制侵蚀以及流域的发展改良土地利用。

4. 在城市化领域的应用。这里人类对土地的影响更强烈, 并限制在一定范围内。因而涉及的问题经常有不同性质。研究会涉及城市扩张、居住地或工业、矿业的选址等问题。

5. 工程上的应用。这是多方面的, 而且通常和城市化、工业化相联系。一般说来, 工程上的应用可分为两部分: 道路工程(与此有关的如铁路工程和机场建设)和河流、海岸工程。

冯志强摘译自《Applied Geomorphology》, 1983, 第一章, 裘善文 曹银真校

识几乎没有取得多大进展。我们没有把握解释为什么在一些灰岩上发育斗淋，而在另一些灰岩上却不发育；我们还没有定量地认识那些产生洼地形状的过程；而且当看到温带斗淋与热带多边形洼地的形态差异时（图1略），我们仍不能解释其原因（照片1至4略）。笔者在本文中指出，表层（浅层喀斯特）水文过程，通过对溶蚀分布的控制性影响，主要决定着溶蚀洼地的产生、大小及形状。本文把各类中、小型封闭喀斯特洼地——不管是热带的还是温带的，都统称为“斗淋”。

2. 集中溶蚀过程 溶蚀斗淋完整的形状表明，从斗淋中央运走的岩石多于从其他边坡运走的岩石，这意味着肯定普遍存在一种集中溶蚀作用的自然过程。

在溶蚀作用中石灰岩的物质迁移量等于溶质的浓度与径流量之乘积。在特定的气候条件下，溶质浓度是土壤 CO_2 含量、开放或封闭的化学系统、溶蚀动力、岩性和时间的函数。土壤和微气候的不同，可以说明 CO_2 的某些局部性变化，但如果仅仅从溶质浓度的空间变化就足以解释斗淋形成的话，那么在一定气候带内的每一种灰岩上应该都能见到斗淋。事实上，英格兰石炭纪，侏罗纪和白垩纪石灰岩就不是这样（斯威廷，1972）。因此对于溶蚀斗淋的解释，就成了对主要由其它因子即迳流所引起的局部溶蚀变化的解释。水流的不均匀分布很可能是一个关键，尽管目前还没有彻底弄清喀斯特洼地的水文现象。

如果斗淋边坡在水文学上的作用象一些非喀斯特山坡那样，那么迳流就会沿斗淋边坡向下直接随所属次一级汇水面积的增加而增加，于是斗淋底部的溶蚀量就会超过边坡上部的溶蚀量，因为接近斗淋底部单位面积上的迳流是远远大于其它边坡。然而斗淋边坡往往透水性强。斗淋边坡上有时会出现表面迳流（尽管颇为罕见）。虽然已知在某些斗淋土壤中存在壤中流（Guan 1981），但直到目前还没有证实它的普遍性。没有土壤的裸露斗淋喀斯特表面径流很少。因此解释水流如何汇集并由此可以产生溶蚀，尤其是在溶蚀斗淋发育的早期阶段，这是个大问题，其答案显然只有在表层过程中才能找到。

石灰岩地块从基岩的构造与沉积学特征（如原生孔隙、节理、断层面与层面裂隙等）继承了三维透水性。相互连通的孔隙与裂隙网提供了溶液流通途径，而且50—80%碳酸盐岩的溶解作用一般发生于地表层10米以内（史密斯和阿特金森，1976）。因此土层下面最上部的岩石受到严重溶蚀，裂隙被大大加宽，但观察表明，这些裂隙随深度增加而迅速闭合。因此向这种强透水表层带中渗流比从中渗出更为容易。结果暴雨以后表层带储存了大量的水。这种水构成了一个滞水层（Mangin 称为浅喀斯特含水层，1974/5），其底部基本上是一个毛细管渗透性屏障（图2略）。巴喀洛维兹·曼珍，顾恩和威廉姆斯提供了表层带及其含水层的大量证据。

由于岩性和构造的影响，产生了裂隙透水性的原始空间变化，在表层带底部就发育了所选择的垂向流路。如果沿其中的一条流路向下垂直渗透的量足够大，那么就会导致表层喀斯特水位产生凹陷，类似于抽水井周围的降落漏斗。随着流线在选定的渗透路径上的汇集，浅层喀斯特含水层的流路就会发生调整（图3略）。外来水进一步加强了溶蚀作用，因而提高了垂直渗透性，并且渗透路线的影响随表层带喀斯特水位降落漏斗半径的增加而扩大。反过来降落漏斗的半径又取决于浅层喀斯特含水层的水力渗透系数以及水沿垂直流路（或带）在其底部流失的速度。

（1）表层带中水的运动 浅层喀斯特含水层中水的赋存和运动一定遵循普通地下水原理。显然，在大雨过后滞水层有一个上滞水位，尽管它可能是暂时的。弗瑞德雷奇（Friedrich）和斯马特（Smart，1981）经过染色示踪证实，浅层喀斯特含水层在水文学上可以起到具有物质扩散与侧向水流的连贯性地下水体的作用。而在没有喀斯特化的结晶灰岩中，孔隙度可能低于0.1%，水力导水系数在 10^{-4} 到 10^{-7} 米/日（Freeze 和 Cherry，1979），在经过风化的表层带中岩石的孔隙度可以大于5—10%，水力导水系数可能达到 10^{-1} 或更高（尽管没有实测数值）。

在有土壤的地方，它的作用就象一个渗透调节器。依据土壤特性的不同，它的饱和水力导水系数可为 $10^{-2} \sim 10^{-5}$ m/d。充填的土壤降低了表层带顶部的裂隙透水性，而底部节理闭合，透水

性也同样降低。一般情况下水的运动遵循达西定律,但在某些垂直渗流带上水的运动已不遵循达西定律,那里的紊流就会沿裂隙向下运动。表层带底部的渗透速度由畅透竖井中重力作用下的自由落体变化到渗流中 10^{-2} — 10^{-3} m/d和渗透中的 10^{-1} m/d或更低。

(2) 上方点补给引起的溶蚀集中 来自上方点源补给水也可以集中溶蚀石灰岩。点补给形成一个补给漏斗而不是一个降落漏斗,并且不管是否存在表层含水层,点补给都会形成一个洼地(图4略)。这些洼地一般同时受到化学作用和机械作用的影响,尽管溶蚀作用是个起始过程。

点补给的结果是,灰岩上方薄层透水未固结的冰碛物将会形成封闭的沉降洼地。在英格兰北部奔宁山脉覆盖在白垩纪灰岩上的山脉冰碛物中的一些“震落洞”就是例子(斯威廷,1950)。在这类洼地中的融雪坑延长了补给时间,有利于切割到下伏灰岩(照片5略)。在覆盖层特别厚的地方,将会发育一些规模特大的斗淋,其底部仍然只是偶尔位于基岩中(Paimquist, 1979)。

在一些侵蚀作用已减薄相对隔水盖层厚度的地方,封闭洼地可能会穿透它们。在英格兰东南部第三纪岩层上的白垩盖层边缘分布的斗淋与渗漏河就可以说明这一点(Sperling 等人,1977),但最好的例子是新西兰怀托莫地区大量的多边形喀斯特(照片3略)。在该区可以见到各个发育阶段的多边形喀斯特,从大量完全发育在盖层中的洼坑状地形,直到经过各个时期剥露、完全发育在下伏灰岩中的多边形喀斯特(威廉姆斯,1978,1982;顾恩,1981)。

切穿盖层的斗淋是一些星散分布在地表、向心式排水的渗水洼地,而落水洞和盲谷则是沿水源补给边缘呈线状排列的渗水洼地,显然,成因相似的这些特征在形态上也趋相同。

点源注水的下面竖井的发育,往往导致机械作用,在这些斗淋的演化中它也起着重要的作用,且视其成分、机械强度以及上覆物质的多少而定。这样,风化的盖层岩屑沿斗淋边坡和渗漏河边坡下滑并被搬运到地下——冰碛物常常堵塞垂直竖井。溶蚀引起的崩塌往往加大斗淋(和渗漏河),但不是一律都要发生在每一个坡周围。因此这一类型的洼地是溶蚀作用产生的,但其边坡部分是陷落与崩塌更直接的结果。当侵蚀最终彻底把盖层搬运掉时,下伏灰岩可以形成自身的表层喀斯特水文现象,而承袭下来的“点补给斗淋”可以发育成前面讲到的那种一般较大的“陷落斗淋”。在上述新西兰怀托莫的多边形喀斯特正是这种情况。

(3) 加强因素 一旦斗淋的类型形成,正反馈促其进一步发育(图5略)。因为水流沿坡向下作向心状汇聚,并由此引起溶蚀作用,所以地形上的封闭洼地的发育在水文学上是自身加强的。

在斗淋边坡上的厚层土壤内,一定会产生那些通常与坡地水文学(Kirkby, 1978)有关的过程。因此,一旦溶蚀斗淋形成,坡地水文过程——包括壤中流以及偶尔的表面径流——就会助其维持下去并进一步发育。另外,有迹象表明,热带斗淋(多边形洼地)较大的形态可能导致其底部流过的水量远远大于周围边缘山丘上的水量(Aub, 1969)。

在重力作用下,土壤、岩块和有机物碎屑将趋于沿坡向下运动,堆积在斗淋底部。在寒冷气候区降雪也汇于斗淋底部(照片5略)。较深较湿的土壤将有助于那些产生 CO_2 的生化活动,储存较多的土壤水分又将延长土壤—岩石界面上的溶蚀过程,同时斗淋的边缘在土壤中将慢慢被溶蚀掉,溶蚀作用在此甚至可能会消失。厚层土壤可能也会减弱斗淋底部的透水性,由此对于溶蚀作用的集中可能带来负反馈影响(图6略)。

随着垂向排水逐渐减缓,斗淋底部的竖井和裂隙带穿过石灰岩发育,这就助长了斗淋边坡下的层流向发育竖井的紊流转变。水运动速度的增大将提高对土壤和岩屑向地下的机械搬运作用。落入竖井的具有较少阻力的水流将加速附近的斗淋边坡表层带水位进一步下降,因而助长了向心状排水系统影响半径的扩大(图3略)。

3. 溶蚀斗淋发育的条件 在湿润环境下比较平坦的地表下面,补给量的空间变化不大,而且在表层带中水平渗透性比较均匀。沿渗透路线向相对未风化的下伏主要岩体内渗透时,垂向渗透系数的差异程度在某些地方将决定浅层喀斯特等水位线类型。降落漏斗的坡度又将决定斗淋半

径的大小,进而决定着斗淋的平面规模。在相邻沉降漏斗之间,单个斗淋的生成受到来自相邻向心状排水中心竞争的挑战(图6略)。这种广泛分布的相互作用形成了多边形喀斯特。对于有一定过剩的情况,不同多边形喀斯特网状规模的差异(威廉姆斯,1972,1978),很可能是表层喀斯特水力传导度的正函数以及向下面相对未风化岩石强渗透的渗透路线频度的反函数。

在下面一些特殊的情况下,斗淋不会发育:

(1)如果整个渗流带的垂向水力传导度很大,以致于几乎没有或仅有短期的表层带蓄水(如在风积钙屑灰岩上,Jennings,1968);

(2)如果垂向水力传导度在空间上很均一,以致不能形成表层带水位降落漏斗(如在英格兰和法国北部白垩地块中以及一些升出海面的珊瑚环礁上);

(3)在较陡的山坡上(大于 20°),主要表层带的水力梯度与地形坡近乎平行。

根据在地下水位倾斜的地方抽水井周围的漏斗形状可以预见,在平缓至中度倾斜的坡面以下表层带水位倾斜的地方降落漏斗的形状是不对称的。嵌入山坡的斗淋也是不对称的,朝向上坡的一面最陡(图3c略)。

由于一般坡面的倾角都大于 20° ,表层带平行于坡面的水力传导性远远大于垂向渗透系数。因此,表层带水位上的等势面致使水沿坡流走,而不是向心状排泄。在上滞浅层喀斯特水位上发育树枝状等水位线类型是很有可能,这一类型的形成与自由潜水含水层上形成的方式极为相似。表层带流线的汇聚又会导致沿树枝状路径的加速溶蚀。从这些路径上搬运走的大量石灰岩,其结果降低坡面,强溶蚀带就会开始把更多的地形洼地变为干谷。这一过程也许是导致白垩地层或上述B例中其它地块内干谷发育的主要机制之一。而水系网由上覆岩层中叠置。主要潜水位降低,以及冰缘过程可能对于某些干谷的形成也起作用(Smith,1975),但冰缘过程不能解释热带和亚热带地区如巴巴多斯(Fermor,1972;Day,1983)干谷的形成,而且自上而下的叠置或主要水位的降低不能解释大型封闭洼地边坡上树枝状干谷的发育(图7略)。

4. 崩塌斗淋 大多数斗淋在其发育过程中都有一个基岩降低阶段(照片7略)。“点补给斗淋”在其演化进程中都含有一个更大的机械活动成分在内,伴随着偶尔发生在渗透水流消失点上方的突然塌陷。

在主要由溶蚀洼地组成的景观中,例如中国、巴布亚新几内亚、波多黎各和新西兰的多边形喀斯特,也会偶尔发生块体崩塌,所形成的斗淋在形状上是典型的剪切盘状和圆筒状。在绝大多数情况下——即使不全是——它与地下河古河道或废弃河道有关,这种河道的顶部已经塌掉。在溶蚀洼地向下演化致使切割其下的洞穴时,往往发生这种崩塌。斗淋的底部塌进洞穴,由此产生的地形坡面其上部具有溶蚀洼地的特征,其下部具有崩塌斗淋的特征。

5. 结论与讨论 形成斗淋的喀斯特作用是一个既导致透水性(和水力传导性)增强,又导致透水性空间变化增大的过程(图8略)。在垂直剖面上,表层带水力传导性和渗流带其余部分的传导性之间一般存在几个数量级的差别。在平面上表层带底部一些主要的透水性变差决定着浅层喀斯特水位的起伏(图9略)。

由于正反馈机制大大加速了地形的演化,反映溶蚀斗淋形成的表层带过程随着地形的发育很可能渐渐不能适用。温带浅斗淋和热带起伏较大的多边形洼地之间的对比很可能是这些反馈因子在不同环境条件下作用力不同的直接结果。

如果时间允许的话,溶蚀斗淋底部开始达到区域地下水位,于是表层带含水层与潜水饱和带合并(图10略)。一旦这种现象发生,水就一定会水平流走而不是在斗淋底部垂向流失。结果,斗淋(和多边形洼地)加深的速度就会迅速减慢,而且底部在潜水带上层加宽,因而发育溶蚀平原(照片8略)。

李舒译自《Zeitschrift of Geomorphology》,1985,29,4.宋林华校