

岩溶风化壳形成演化及其循环意义^①

李德文¹, 崔之久², 刘耕年², 冯金良², 曹俊²

(1. 南京大学城市与资源学系, 南京 210093; 2. 北京大学城市与环境学系, 北京 100871)

摘 要: 灰岩溶蚀速率快而难溶物含量很低的特点显示岩溶区厚层连续风化壳的形成需要消耗巨厚的碳酸盐岩地层, 有利于地貌向准平原化方向发展。由于岩溶作用对地下水动力条件的敏感性, 在地下水以垂直作用方式为主的地区会出现“土壤丢失”现象, 导致溶蚀残余物质或地表原有的风化壳转入近地表岩溶裂隙(为石漠化提供了有利条件), 从根本上制约了地表残余物质的长时间积累和连续风化壳的持续发展。所以, 厚层连续的风化壳只能发育于地下水以水平作用方式为主的水文地质条件下, 而这种条件从大的时间、空间尺度上只能出现在地貌发育晚期已经接近侵蚀基准的夷平面上, 因此, 厚层连续的岩溶风化壳具有明确的旋回意义。

关键词: 岩溶风化壳; 土壤丢失; 岩溶夷平面; 地理循环

中图分类号: P931.5 **文献标识码:** A

1 概 述

自 Budel^[1] 提出风化壳发育演化的“双面(double surfaces of leveling)”理论以后, 深风化(deep weathering)剖面被作为夷平面存在的标志广泛运用于夷平时期环境的重建和恢复^[2]以及夷平面的定年和对比^[3,4]等。20 世纪 90 年代以来, “双面”及其派生的刻蚀平原等概念被运用于青藏高原岩溶风化壳和夷平面的研究^[5,9], 对重新认识高原夷平面和古岩溶的性质成因起到了积极的推动作用。

双面模式是针对组成风化壳的上下界面(上部冲刷面和下部风化壳前锋)而言的^[1], 它适用于所有具有一定厚度的风化壳。但是深风化与夷平面(以及刻蚀平原)之间的关系一直缺乏理论上的支持, 常规的风化壳(相对于岩溶风化壳)在发育、演化、性质和分布等方面并不受高程的严格控制^[10,11]。红色风化壳虽然成熟度较高、发育历史较长, 并且被广泛用于夷平面的识别、重建和对比^[2], 但它究竟能不能指示夷

平面的存在, 在学术界并没有获得一致的意见^[12,13]。McFarlane 指出, 夷平面的完成通常都以红色风化壳为标志, 就象“一个句子结束时的句号一样”; 但是红色风化壳也可以形成于某些山顶, 可以是无循环(acyclic)意义的^[14]。基于这种现状, 作者从岩溶地貌演化的特点出发, 结合野外考察和前人研究成果, 讨论岩溶区风化壳的形成演化及其在地理循环中的意义。

2 风化壳发育的物质条件

2.1 灰岩的溶蚀速率

大气降水因溶解一定量的 CO₂ 而对灰岩(以及其它碳酸盐岩)具有很强的溶蚀能力。而湿热地区生物作用产生的有机酸可使灰岩的溶蚀速率进一步提高。英格兰岩溶区的观测资料表明, 地衣之下平均溶蚀速率可达 0.112mm/a^[15]。而在酸性沼泽薄层土(ranker, AC 层)之下, 溶蚀速率可达 5mm/a! 中性或

① 基金项目: 国家重点基础研究发展规划项目(G1998040800)、中科院青藏高原研究项目(KZ951-A1-204; KZ95T-06)

作者简介: 李德文(1969—), 男, 2000 年毕业于北京大学城市与环境学系, 获理学博士学位, 现为南京大学城市与资源学系博士后, 主要从事地貌学与第四纪地质学研究。

收稿日期: 2001-05-18

碱性土层之下侵蚀速率相对要低,因此土层之内(除了表层外)经常有灰岩碎块存在,土壤 $\text{pH} > 6.5$, CaCO_3 含量可达 2%,侵蚀速率可以通过微蚀测量仪(micro erosion meter)直接测量,变化在 $0.003 \sim 0.005 \text{mm/a}$,约相当于地衣之下溶蚀速率的 $1/30$ ^[14]。

华南地区定量观测结果表明^[16],桂林等地的地表溶蚀速率大致在 $0.05 \sim 0.3 \text{mm/a}$ 。表 1 列举的灰岩溶蚀速率数据显示,不同条件下灰岩溶蚀速率都很大(虽然变化幅度也很大)。

表 1 英国部分岩溶区不同条件下灰岩溶蚀速率测量结果^[15]及其与华南地区^[16]的对比

Tab. 1 The comparison of dissolution rate of limestone between England and the South China

地貌部位	溶蚀速率 $\times 10^{-2} \text{mm/a}$	地点	年均降水 (mm)	资料来源	方法*
裸露岩面	4	约克郡西北	1500	Sweeting 1996	2、3
裸露岩面	25~30	苏格兰西北	1550~2550	Newson 个人通讯	1
裸露岩面	0.9	爱尔兰 Clare	2500	High 个人通讯	2、3
裸露岩面	3~4	爱尔兰 Clare	2500	Trudgill 1985	2、3
裸露岩面	2.5~7.5	南威尔士	1500	Thomas 1970	2、3
泥炭内	500~820	苏格兰西北	1500	Sweeting 1966	2、3
泥炭形成的沟槽	630~1150	爱尔兰 Clare	2500	Sweeting 1966	2、3
矿质土壤内	43~50	苏格兰西北	1500~2500	Newson 个人通讯	1
矿质土壤形成的沟槽	1~1.5	爱尔兰 Clare	2500	Trudgill 1985	2
灰岩表面的凹坑	2	爱尔兰 Clare	2500	Trudgill 1985	2
溶沟	10~20	爱尔兰 Clare	2500	Trudgill 1985	2
矿质土壤内	4.5	萨默塞特郡 Mendip 山	1100	Trudgill 1985	2
地表	5~30	华南(桂林等地)	1400~1800	袁道先 1994	4

* 方法 1. 微蚀仪测量; 2. 根据假定的冰川磨光面外推; 3. 水样测定; 4. 标准试片实测。

2.2 残积物的积累与岩溶风化壳发育的物质条件

碳酸盐岩的持续溶解在理论上将导致来源于基岩的溶蚀残余物的堆积和风化壳的发育。但大多数致密灰岩只含少量的难溶残余物,因此土层的形成非常不易。韦启蹯等以桂西南地区纯质灰岩为例计算的土层积累速率为 $1.3 \sim 3.2 \text{ka/mm}$ ^[17]; Trudgill 在爱尔兰的研究结果表明,9 个样品的难溶物平均含量为 7.55%,如果灰岩溶蚀速率为 0.005mm/a ,形成 10cm 厚的矿质土壤需要 264ka (2.64ka/mm)^[15]。这些来自不同地区的资料显示灰岩风化壳的形成速度大致在同一个数量级上,即灰岩风化壳每积累 1m 所需的时间大致为 2~3 个百万年。

岩溶区风化壳的发育取决于碳酸盐岩难溶物质的积累过程,灰岩溶蚀残余物的积累特点一方面说明灰岩风化壳的形成需要消耗掉巨厚的碳酸盐岩地层,如韦启蹯等^[17]计算出红色石灰土发育过程中土壤与原岩的体积比为 1:627,质量比为 1:667;而袁道先等人的资料则表明土层与原岩厚度之比为 $1/25$ ^[16],

尽管两人的资料相差很大,但都表明岩溶区厚层风化壳的发育伴有大规模的体积缩小和地貌降低。另一方面,灰岩溶蚀速率快,也有利于地貌向准平原化方向发展。

3 “土壤丢失(soil loss)”与岩溶风化壳发育的水文地质条件

3.1 土壤丢失的证据

岩溶区“土壤丢失”与通常意义上的水土流失并不相同。后者一般指地表松散物质(如风化壳或土壤)或养分以直接冲刷和搬运的形式通过地表溢流进入流域搬运体系(水系),其作用程度和强度主要受地表植被、坡度等要素的影响,由于灰岩区地表溢流(run-off)较少,雨水的直接冲刷很弱。特别是在某些植被良好且起伏和缓的地貌面上,地表的直接冲刷更是微弱,但是在这样的地区风化壳不发育的情形并不罕见,这种现象已经引起地学工作者的广泛注意。有

关支持岩溶区土壤丢失的依据主要有以下几个方面:

地衣测年: Jones^[19]发现紧邻石灰土的裸岩面上很少有地衣集结,这种无地衣的岩面在纵向上呈带状,沿岩土界线分布,宽度达 50cm,清晰地反映了土壤沿溶沟消失。而 Syers 指出在新裸露的岩石露头上,地衣一般可以在 5 年内集结^[15],据此计算出土层后退(retreat of soil cover)的速率可能达到 10cm/a。另外一个来自地衣测年方面的有力证据是裸露的灰岩表面上较大较老的地衣生长在离现代岩土界线较远的地区,而较小的较年轻的地衣集结在土壤新近后退所留下的位置。显见土壤从溶沟消失是一个持久的过程。

孢粉研究: Gosden^[19]通过特定的孢粉序列研究进一步提供了土层丢失的证据。他在英格兰的研究结果表明,个别灰岩沼泽的孢粉序列与邻近的非灰岩沼泽相比存在明显的缺失。Gosden 认为这种现象是由于灰岩沼泽受到来自下部的侵蚀,其机制与土壤沿溶沟消失是相似的。这一事实还对灰岩区湖泊(特别是高山湖泊)沉积的连续性提出了质疑。

覆盖型岩溶研究: 土下形态的暴露也是土层丢失的佐证之一。对比研究表明某些目前暴露于气下的裸露岩面上的溶蚀形态起源于土下。按照这种说法,现在位于气下环境的土下形态的存在也提供了土壤丢失的证据。因为它们所处的地貌部位地势非常和缓,地表溢流极不发育,不具备常规坡面冲刷所需的条件(如坡度大、地表溢流发育)。如果土壤丢失是最近发生的,则土下形成的溶蚀岩面或者从钙质土壤之下裸露出来的冰川擦痕仍可粗略看见^[20,21],在云南高原的某些地段,目前已经暴露地表土下形态也普遍存在^[16,22]。

此外, Bell 和 limbrey^[23]的考古研究工作提供了灰岩区土层丢失的又一个证据。在爱尔兰 Clare 地区 Burren 地方一个灰岩台地的考古发掘点之下发现有矿质土壤。这种土壤在发掘点周围都不存在。对这一现象的解释有两种可能: 一是遗址一开始就建立在孤立的矿质土壤斑块上; 二是遗址保护了所在位置的矿质土壤,而周围的矿质土壤却在自然作用下消失。考虑到遗址所在地与周围地区地质地貌条件并没有明显的差别,作者倾向于后一种可能。来自世界各地土壤丢失的事实和证据表明,灰岩区土壤的丢失在全球所有易于遭受剥蚀的地方都可以见到,其成因主要与地下水的垂向运动有关(下面将详细讨论)。

3.2 土层丢失的机理

关于“土层丢失”原因的认识存在不同意见^[15],一种观点认为是人类出现以来(特别是中石器时代和

巨石器时代)不断砍伐侵蚀的结果,推测矿质土壤的广泛丢失发生在滥伐和毁林之后。另一种观点认为主要是自然原因造成的。对某些未受人类侵扰的灰岩林地上的观察资料表明,自然界确实存在这种本身就缺乏连续的矿质土壤和风化层(与其它类型基岩相比)的岩溶台地。如在黔南茂兰喀斯特森林自然保护区,虽然原始林木保存完好,但地表也只有薄层的有机土存在。类似的资料国外也有报道,在天然林木保存完好的新西兰北岛^[15],岩石表面也仅仅覆盖着一层毯状的地衣和薄层的有机土。这些地区近于原始的生境,使我们相信大片灰岩上风化壳不发育和仅有薄层的有机土覆盖是灰岩区地貌演化的结果。岩溶区的土层丢失常常导致基岩的大范围出露。人类活动(如滥伐和毁林等)使基岩表面的薄层有机土风干、风化和风蚀,使基岩暴露更彻底,表现出石漠化的特点。但从本质上看,人类活动并不是这些地区石漠化的主要原因。

灰岩区土壤或风化壳不需要远距离的物理冲刷就从地表消失,主要与溶蚀残余物质局部向下运动有关。推测这一过程的发育序列如图 1(A-D)所示。当原有的风化壳因某种原因(如构造隆升)而抬升到侵蚀基准以上后,地下水动力条件发生改变,由原来的水平作用方式为主(图 1A)逐渐转变为以垂直作用方式为主(图 1B),岩石内部溶蚀强度逐渐加大,土下溶蚀使节理(或其它薄弱带)逐渐开放。由于灰岩溶蚀后留下的残余物质体积只占原岩体积的百分之几,因此近地表被溶蚀作用拓宽的节理或裂隙可以不断吸纳地表的风化碎屑物,导致“土壤丢失”。地表原有的连续土层在地貌演化过程中逐渐变得支离破碎(图 1C),灰岩开始部分露出地表,呈补丁状,直至最后地表只能看见基岩。土壤在这里并非通常字面意义上的被“侵蚀”,而是被分解成碎片,并通过溶蚀开放的基岩裂隙不断降低。通常保留在顶部 5~7m 深的岩石缝里^[15],除了人工开挖的断面,无论从地表还是深部的洞穴都很少看到残积物(风化壳)。这种状况在地貌向下发育的整个过程中不会有根本性的改变。在地下水作用方式发生改变以前,地表基本上不具备残积物积累并发育成连续风化壳的条件(图 1D)。

3.3 岩溶区风化壳发育的水文地质条件

在地下水以垂直作用方式为主的地区,虽然风化作用(溶蚀)得到加强,但是风化残余物质几乎全部集中在近地表岩溶裂隙中,因此,从积累的角度来看,地表不具备发育连续风化壳的条件。Trudgill^[15]的资料也表明,在全球所有易于侵蚀的岩溶区,一般只能在苔藓之下见到薄层有机土的形成。韦启藩等^[17]在广

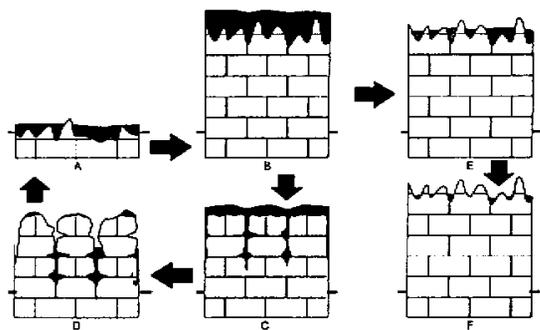


图1 岩溶区风化壳形成与演化模式

Fig. 1 The model of formation and evolution of the weathering crust in karst areas

A: 岩溶区原始的风化壳, 在结构上与 Budel 的双面模式一致; B: 风化壳因某种原因而抬升到侵蚀基准以上; C: 地下水动力方式以垂向循环为主, 引起“土壤丢失”, 原有风化壳逐渐在地表消失; D: 地表以裸岩为主, 溶蚀残余物质主要集中在地下裂隙中; 直到地貌面接近侵蚀基准以后, 地下水以水平作用方式为主, 地表才开始出现连续厚层的风化壳(A); E: 如果地面抬升以后(B)的环境条件不利于岩溶作用, 则原有的风化壳可能循 Budel 的刻蚀模式演化, 土下形态开始出露地表; F: 风化壳剥离后暴露地表的原始风化基面, 即刻蚀平原

西西南热带岩溶地区的研究发现, 峰顶只在巨石凹面和裂隙才有就地溶蚀风化形成的残积物。峰丛上部地面怪石嶙峋, 仅有 5% 的土被。

岩溶作用方式(主要是地下水作用方式)与风化壳发育之间的关系表明, 在地下水以垂向作用为主的地区, 地表只能出现不连续的薄层的有机土, 但是土层丢失不可能贯穿整个岩溶地貌发育过程, 风化壳或土壤的“丢失”显示岩溶风化壳的形成与保存对水动力条件的变化非常敏感, 厚层连续风化壳的出现具有明显的专属性。它只能发育在地下水以水平作用方式为主的条件下, 这种条件在大的空间尺度上与夷平面是一致的。来自西南^[7,9,22,24,25]、华北^[26]等地的大量的野外资料也支持这种看法。

4 岩溶风化壳的形成演化

4.1 岩溶风化壳的形成与夷平面

自 Davis 创建地貌学始, 不断有人对岩溶地貌旋回进行补充和完善^[27], 但是风化壳在岩溶区地理循环中的形成演化并没有得到广泛深入的探讨。根据前述风化壳发育的水文地质条件和物质条件, 作者认为岩溶区风化壳的发育模式可以归结如下: 当地貌面远离侵蚀基准时, 地下水在垂向上的循环使节理不断拓宽和加深。灰岩风化过程中(主要为溶蚀)伴有大范围

的体积缩小, 灰岩溶蚀残余物质以及地表原有的风化壳一般就近沿裂隙向下运动(即前述土壤丢失), 积累在近地表的岩石裂隙中。直到地貌面接近侵蚀基准, 地下水以水平作用方式为主, 风化残余物质始在地表进行有效的积累, 并最终在接近侵蚀基准的地貌面上形成厚层连续的风化壳(岩溶双层夷平面)。这一过程可能从原始裸露岩面上开始, 通过溶蚀残余物的积累最终形成风化壳, 也可能从原有的风化壳开始, 经过“土层丢失”最终在新的侵蚀基准上形成风化壳(图 1A—D)。

在云贵高原地区, 有证据表明现在高原上的风化壳实际上正处于流失的阶段, 这与上述岩溶风化壳的发育模式是一致的。如万国江等^[28]在云贵高原的研究结果表明, 表层土粒处于负增长状态是碳酸盐岩地区与其它岩类分布区的重要区别, 也是碳酸盐岩地区石山荒漠化的重要表征。黔中地区碳酸盐土层物理侵蚀速率为 $0.003\text{g}/\text{cm}^2 \cdot \text{a}$, 而风化残余物的生成速率小于 $0.001\text{g}/\text{cm}^2 \cdot \text{a}$, 不及前者的 $1/3$ 。因此从发育的角度看, 该地区的风化壳也不可能是在现有的景观条件下形成的, 在地表起伏较大的地区, 由于地下水垂直循环作用明显, 垂向岩溶作用活跃, 溶蚀作用留下的难溶物质极易随岩溶裂隙积累, 因此地表不可能积累大范围连续分布的溶蚀残余物质。

4.2 岩溶风化壳的刻蚀

如果抬升的地貌面已经存在厚层的风化壳(双层夷平面), 而其抬升后的环境条件又不利于岩溶作用的进行, 或者由基准降低引起的地下水位的降低和地下水作用方式的改变一时还没有波及, 则可能出现另一种演化模式: 风化壳经刻蚀作用不断被剥离(图 1E、F), 原来的双层夷平面(图 1B)逐渐转变成刻蚀平原(图 1F), 这种演化模式在青藏高原以及云贵高原部分地区表现得十分清楚^[9]。岩溶风化壳从云贵高原到青藏高原, 刻蚀程度逐渐增加。到青藏高原已经演变成刻蚀平原。作者对湖南、广西、贵州、云南和西藏等地 20 多个岩溶风化壳性质特征的系统研究结果(160 多个样品)表明^[29], 这些剖面在性质上都是一致的: ①粘粒含量普遍很高, 从上向下不断增加, 在剖面底部达到最高值。②脱硅富铝程度和淋溶程度在剖面上无明显分异。③富铝化程度都很低。作者认为第一个特征反映机械淋洗过程是岩溶风化壳发育过程中最重要的成壳作用之一; 第二个特征反映溶蚀残余物在开放的裂隙内部积累和运移(土壤丢失)时不断混合和均一化的结果; 第三个特征反映其形成环境淋溶条件很差, 这与夷平面景观控制的水文地质条件是一致的。来自世界其它地区的岩溶风化壳研究成果也显

示了同样的特点^[30]。

5 讨论与结论

岩溶区厚层连续的风化壳在结构上与 Budel 的双面模式是一致的。但是演化模式并不相同,因为在岩溶地貌发育的某些阶段,地表可能不会有连续的风化壳。“双面”模式强调风化壳两个面同时向下拓展^[1],这与岩溶风化壳的演化特征很不吻合。其原因在于灰岩风化(溶蚀)对水文地质条件的高度敏感性。灰岩风化是一种典型的非等体积风化,在从灰岩到风化壳的转化过程中,残余物质频繁的上下扰动(如局部坍塌和机械淋溶)导致岩溶风化壳剖面缺乏层次,因此,某些已经成功运用于常规风化壳(等体积风化形成)的风化地层学^[4]方法不一定能有效地用于灰岩风化壳的研究。

岩溶风化壳的发育和演化过程非常复杂,本文主要从纯碳酸盐岩风化和残余物质积累的角度讨论了这一问题,而实际情况可能要复杂得多,如非可溶性夹层的存在、不同岩性在区域上交错分布以及不纯的可溶岩性的表现等,考虑到可溶性岩层与非可溶性岩层之间、岩溶作用与常态地貌作用之间并没有截然的界线^[31],不同风化形式和风化壳类型之间也应存在某些渐变过渡的演化特点,这方面的研究有待进一步开展。

本文主要获得以下几点认识:

① 灰岩风化(溶蚀)是一种非等体积的风化类型,在从灰岩到风化壳的转变过程中伴有大规模的体积缩小。因此岩溶区厚层风化壳的积累需要消耗掉巨厚的灰岩地层,伴有大规模的地貌降低。

② 从形成过程来看,岩溶区特殊的水文地质条件决定了厚层连续的风化壳只能发育在地下水以水平作用方式为主的地区。这种地下水作用方式从大的时空尺度上只能出现在岩溶夷平面上。厚层连续的岩溶风化壳的形成代表地貌发育的晚期阶段,作为原始地貌面存在的标志,可以指示夷平面的存在;同时它也是岩溶区双层夷平面的组成部分之一,通过对其性质特征的研究恢复原始夷平环境,从理论上讲是可行的。

③ 岩溶区的“土壤丢失”与地下水垂直作用方式引起的岩溶裂隙的开放有关。土壤丢失作为一种自然过程为石漠化创造了条件。

④ 岩溶区风化壳具有不同于常规风化壳的循环意义。 万方数据

参考文献:

- [1] Budel J. Die dopplten einbnungsflächen in den feuchten tropen [J]. Z. F. Geomorph, 1957, 1(2): 223—225.
- [2] Marker ME, McFarlane MJ. Cartographic analysis of the African Surface Complex between Albertinia and Mossel Bay, southern Cape, South Africa [J]. South African Journal of Geology, 1997, 100(3): 185—194.
- [3] Vasconcelos PM, Becker TA, Renne PR, Brimhall GH. Direct dating of weathering phenomena by ⁴⁰K—⁴⁰Ar and ⁴⁰Ar/³⁹Ar analysis of supergene K-Mn Oxides [J]. Geochim. Cosmochim. Acta, 1994, 58: 1635—1665.
- [4] Vasconcelos PM. K-Ar and ⁴⁰Ar/³⁹Ar geochronology of weathering processes [J]. Annu. Rev. earth planet. Sci, 1999, 27: 183—229.
- [5] 崔之久, 高全洲, 刘耕年等. 古岩溶、夷平面与高原隆升[J]. 中国科学(D), 1996, 26(4): 378—385.
- [6] 崔之久, 高全洲, 刘耕年等. 青藏高原夷平面与岩溶年代及其起始高度[J]. 科学通报, 1996, 41(15): 1402—1406.
- [7] 李德文, 崔之久, 刘耕年. 湘桂黔滇藏一线覆盖型岩溶地貌特征与岩溶(双层)夷平面[J]. 山地学报, 2000, 18(4): 289—295.
- [8] 李德文, 崔之久, 刘耕年. 青藏高原古岩溶的存在及其与东邻地区岩溶的对比[J]. 中国岩溶, 1999, 18(4): 309—318.
- [9] 崔之久, 李德文, 冯金良等. 覆盖型岩溶、风化壳与岩溶(双层)夷平面[J]. 中国科学(D), 2001, 31(6).
- [10] Garner HF. Stratigraphic-sedimentary significance of contemporary climate and relief in four regions of the Andes Mountains [J]. Geological Society of American Bulletin, 1959, 70(10): 1327—1368.
- [11] Селверстов Ю П. Проблемы Гипергенной Геоморфологии [M]. Л.: Изд-во Ленинград. Ун-ма, 1986.
- [12] Pain CF, Ollier CD. Inversion of relief — a component of landscape evolution [J]. Geomorphology, 1995, 12(2): 151—165.
- [13] Ollier CD. Ancient landforms [M]. 1991, New York.
- [14] Mcfarlane MF. Laterites [A]. In: Chemical Sediments and Geomorphology: Precipitate and Residual in the Near-Surface Environment (Goudie AS, Kenneth P. eds) [C]. London: Academic Press Inc. Ltd. 1983, 7—58.
- [15] Trudgill ST. Limestone geomorphology [M]. New York: Longman Inc, 1985.
- [16] 袁道先. 中国岩溶学 [M]. 北京: 地质出版社, 1994.
- [17] 韦启蹯, 陈鸿鸣, 吴志东等. 广西弄岗自然保护区石灰土的地球化学特征 [J]. 土壤学报, 1983, 20(1): 30—41.
- [18] Jones RI. Aspects of the biological weathering of limestone pavements [J]. Proceedings of the Geologists' association, 1965, 76: 421—434.
- [19] Gosden MS. Peat deposits of Scar Close Ingleborough, Yorkshire [J]. Journal of Ecology, 1968, 56: 345—353.
- [20] Trudgill ST, Crabtree RW, and Walker PJC. The age of exposure of limestone pavements a pilot: ichenometric study in Co. Clare, Eire [J]. Transactions of the British Cave Research Association, 1979, 6: 10—14.
- [21] Trudgill ST. The subaerial and subsoil erosion of limestones

- on aldabra Atoll, India Ocean [J]. Z. F. Geomorpho, 1976, Supp. 26: 201—210.
- [22] 张寿越. 路南石林发育及其演进[J]. 中国岩溶, 1984, (2): 78—88.
- [23] Bell M, limbrey S. Archaeological aspects of woodland ecology [J]. BAR International Series, 1982, (146): 115—127.
- [24] 林均枢. 路南石林形成过程与环境变化[J]. 中国岩溶, 1997, 16(4): 346—350.
- [25] 黄培华. 云南新构造运动的特点与大地构造的关系[J]. 南京大学学报, 1958, (7): 51—64.
- [26] 钱学溥. 太行期岩溶剥蚀面的发现及地文期的划分[J]. 中国岩溶, 1984, (2): 27—33.
- [27] Якучу Л. Морфогенез карстовых областей: Варианты эволюции карста [M]. 1979. Москва: Прогресс.
- [28] 万国江, 白占国. 论碳酸盐岩侵蚀与环境变化—黔中地区为例 [J]. 第四纪研究, 1998, (3): 279.
- [29] 崔之久, 李德文, 冯金良等. 湘桂黔滇藏红色岩溶风化壳的性质与夷平面形成环境 [J]. 中国科学 (D), 2001, 增刊 (接受待刊).
- [30] Jenny H. The soil resource: Origin and Behavior [M]. 1983, Springer-Verlag.
- [31] Younger PL, Stunell JM. Karst and pseudokarst: an artificial distinction [A]. In: Geomorphology and groundwater (edited by Brown AG) [C]. Chichester: John Wiley & Sons Ltd. 1995, 121—142.

FORMATION AND EVOLUTION OF KARST WEATHERING CRUST ON LIMESTONE AND ITS CYCLIC SIGNIFICANCE

LI De-wen¹, CUI Zhi-jiu², LIU Geng-nian², FENG Jin-liang², CAO Jun²

(1. Department of Urban and Resource Science, Nanjing University, Nanjing 210093, China;

2. Department of Geography, Peking University, Beijing 100871, China)

Abstract: The fact that the dissolution of carbonate is very fast and its residual is very little shows that the formation of a thick weathering crust in karst areas needs to dissolve huge thickness of carbonate rock, and is in favor of peneplanation. In the karst areas where groundwater circulates vertically, a process of “soil loss” transits residual and/or pristine weathering crust from surface to cracks and cavities in carbonate rocks, consequently it is difficult to accumulate residuals for a longtime on the surface and form a weathering crust. A thick continuous weathering crust in karst areas can be developed under the condition that groundwater circulates horizontally. In a large scale of time and space the mentioned hydrogeological condition exists only on the planation surface near to the base level of erosion in the late stage of a geographical cycle. The continuous thick karst weathering crust is of definite cyclic significance because the sensitivity of karst to groundwater dynamics.

Key words: Karst weathering crust; Soil loss; Karst planation surface; Geographical cycle