

文章编号: 1007-6301 (2000) 03-0193-10

喀斯特地貌研究进展与趋势

宋林华

(中国科学院地理科学与资源研究所, 北京 100101)

摘要: 我国喀斯特地貌研究在 20 世纪后半叶取得了巨大进展, 特别自 80 年代, 喀斯特与物理、化学、生物学、数学等学科相结合, 借助于计算机和先进的测试技术, 开辟了许多研究领域, 加速了喀斯特地貌理论与应用的发展。本文着重评述了喀斯特地貌的演化, 喀斯特溶蚀强度与速率, 深部喀斯特发育机理, 生物喀斯特和喀斯特与古环境等方面的新进展, 展望了 21 世纪初将在喀斯特生态系统、古环境与全球变化研究、风景旅游洞穴环境的改善与景观风化的防治、实验和量化喀斯特地貌的研究等方面将得到加强和取得丰硕成果。

关键词: 喀斯特地貌; 研究进展; 趋势

中图分类号: P931.5 文献标识码: A

喀斯特地貌的研究在 20 世纪取得了巨大进展, 特别是 90 年代, 喀斯特与物理、化学、生物学、数学等学科相结合, 借助于计算机和先进的测试技术, 开辟了许多新的研究领域, 加速了喀斯特地貌理论与应用的发展。

1 喀斯特地貌的研究进展

1.1 喀斯特地貌的演化序列

我国裸露喀斯特分布面积 $120 \times 10^4 \text{ km}^2$ ^[1], 喀斯特地貌类型众多, 特别是代表热带喀斯特的峰林和峰丛景观, 成因复杂, 景观千姿壮观, 尤以广西、贵州、滇东为最^[2,3]。然而这些壮观多姿的喀斯特景观之间是否存在演化序, 我国学者进行了较长时间的研究和探索。

目前的喀斯特地貌形态, 是喀斯特地貌发育、演化过程中某一阶段地表形态的呈现, 是动态演化过程中某一瞬间形态。喀斯特形态的形成与演化不是静止孤立的, 是随着时间和空间的运动而变化^[4]。喀斯特形态演化的动力是富含 CO_2 和其它酸性物质的运动水, 演化的方向和空间分布受地质构造和构造运动性质所支配。根据 Davis 和 Ground 喀斯特地区地理循环理论和总结了我国喀斯特研究的实践, 我国学者提出了一套喀斯特发育理论^[5]。

任美锷等指出喀斯特发育受溶蚀-侵蚀和溶蚀两个基准面的控制, 喀斯特地貌的发育有一定的演变顺序, 即从一个原始的规则的构造面或一个上升的微起伏剥蚀面开始发育, 到

收稿日期: 2000-03; 修订日期: 2000-07

基金项目: 国家自然科学基金资助项目 (49471008)

作者简介: 宋林华 (1942-), 男, 研究员, 博士生导师。1966 年毕业于南京大学地质系。主要从事喀斯特地貌、洞穴学和风景地学研究, 在国内外发表论文 100 余篇, 出版编著 5 本。

青年期的漏斗、落水洞、洼地发育,地表水几乎全部转化为地下水,但主河仍可存在;中年期,由于地下河顶板的塌落,地下河向地表河转化,大量溶蚀洼地和谷地发育。由于不透水层广泛出露,或地面高度接近侵蚀基准面,喀斯特发育到了老年期,地表演化成泛滥平原,平原上分布了孤峰、残丘,喀斯特现象逐渐消失。广西桂林、阳朔一带为中年期喀斯特地貌,而贵县、黎塘一带则为老年期喀斯特地貌。或说,喀斯特地貌的发育序为:峰丛→峰林→孤峰→残丘^[6]。受地质构造运动的影响,喀斯特演化是多旋回的,不同旋回阶段的喀斯特地貌可以迭加在一起,出现幼年期、青年期和中年期喀斯特地貌同时并存的现象。

对于喀斯特地貌发育序列,有些学者根据桂林地区峰林与峰丛同时在同一地区出现的现象,提出了喀斯特峰丛洼地与峰林平原是具有不同特征、差异巨大的两种类型。峰丛洼地和峰林平原,两者在组合形态、发育条件、演化方式、作用过程、洞穴形态及成因类型等多方面都有质的重大差异。喀斯特峰丛与峰林地貌从一开始就按各自的规律进行演化与发育^[7~9]。以峰丛洼地中锥形洼地的形成和峰林平原中脚洞的出现(伴随地表线状水流的消失)为界,峰林平原按“平原的整体下降,石峰坡面平等后退”的演化方式进行演化,而峰丛洼地则是洼地不断加深,多边形洼地不断扩大,石峰高度下降甚少,峰洼高差不断加大。到一定阶段,洼地底部高度的下降和洼地面积的增大都趋于相当稳定。峰丛洼地和峰林平原之间不存在演化系列。

究竟喀斯特地貌演化过程中是否存在峰丛洼地和峰林平原之间演化系列,许多学者进行了大量的研究工作。

研究表明,贵州南部喀斯特地貌经历了:漏斗、洼地阶段,峰丛洼地阶段,峰林盆地阶段和由于地壳上升、排泄基准面下降引起的回春峰丛-洼地或峡谷阶段^[10,11]。在喀斯特高原面上为峰林平原或峰林盆地,地表河与地下河频繁转化,喀斯特湖泊和溶潭众多,地下水埋深1~10 m;在靠近深切的区域排泄基准地区,回春的峰丛洼地或峰丛谷地发育,地下河系水力坡度达0.5%~1%,甚至3%;上述两区之间,地表为峰林洼地和峰丛洼地,地表河基本消失,地下河极为发育,地下水埋深10~100 m。

贵州水城峰林地貌的数量特征研究,证实这里存在从峰丛洼地到峰林盆地和平原的演化模式^[12,13]。在这过程中,锥峰体积由大到小,锥峰表面显著变圆,单位面积内的锥峰数逐渐增大,锥峰的分布由均匀到成簇,洼地面积由小到大,边数由少到多。

对峰丛、峰林地貌和喀斯特负地形的分形研究,说明峰丛地貌具有峰林地貌和洼地盆地双层结构分形维的特性^[14,15]。当地壳运动比较稳定时,随着时间的迁移,峰林地貌结构层会向下扩张,导致洼地平原结构层的向下压缩,峰丛地貌向峰林地貌演化。当地壳运动处于上升阶段,洼地平原结构面向上扩张,峰林结构面向上推,形成峰林盆地向峰丛洼地景观发育。

喀斯特峰丛、峰林地貌的发育决定于包气带厚度。当以内源水为主、包气带很厚时,往往发育峰丛地貌;当包气带很薄或地下水位接近地表时,将发育峰林地貌。当包气带由薄增厚,峰林地貌将向峰丛地貌演化^[16]。依据水文地貌场的理论和对贵州典型地区的研究,锥状喀斯特可以在正向演化中通过山坡平等后退、底面扩大,从峰丛转变为峰林;也可以在逆向演化中,从峰林台地的漏陷化开始,由峰林演变为峰丛^[17]。

关于峰林与峰丛地貌的发育,袁道先认为,关键是有无外源水作用,峰林主要是外源水作用的产物,而峰丛则是以内源水作用为主^[18,19]。但,另一些学者则认为锥状喀斯特是

亚热带喀斯特的原形地形。峰丛喀斯特启动的临界条件是内外源地表水的垂向渗流。潜流基面位置的存在则是峰丛向峰林转化的唯一先决条件，即通过基面上石峰边坡的平行后退形成峰林溶原。在这过程中，并非要求大规模的地表水参与。但潜流基面浅埋和强大的地表水流相结合是锥状喀斯特向塔状喀斯特转化的基本条件，二者缺一不可，而外源水的存在与否并不重要^[20]。

1.2 我国喀斯特地区的溶蚀强度与速率

瑞士喀斯特学家 Bögli 根据 CO_2 溶解动力学理论和 Corbel 溶蚀速率计算公式^[21]，得到温带的喀斯特剥蚀速度大于高温多雨的热带地区，北极和亚北极地区喀斯特剥蚀速度也可大于温带和热带地区^[22]。然而，Bögli 和 Corbel 理论是否适合于水热同步变化的东亚季风气候区？

我国南北方喀斯特地貌的发育强度和类型有很大差别。南方以雄伟壮观的峰丛峰林地貌为主，配以各种规模的负地形，广泛发育的地下河系，千姿百态的洞穴景观；北方以常态山形、干谷、地下水系（大泉）为主，洞穴次生沉积物的规模较小^[18,23]。

温度高不利于 CO_2 溶解于水，有妨对碳酸盐岩的溶蚀，但温度高，土壤生物 CO_2 高，有利于碳酸盐岩的溶蚀。多雨有利于碳酸盐岩中的水循环，促进对碳酸盐岩的溶蚀作用，提高了碳酸盐岩的物质迁移速度和强度。 CO_2 是水对碳酸盐岩溶蚀作用的动力，由于它的加入，使水的溶蚀能力提高几十倍^[2,18]。喀斯特水中的 CO_2 主要来自于土壤。当土壤中存在一定湿度时，温度就是 CO_2 生产量多少的关键。温度高，土壤中微生物的活动旺盛和有机物的分解强烈，产生大量 CO_2 ；温度低，微生物活动受抑制，有机物分解缓慢，产生的 CO_2 就少。我国桂林地区土壤空气 CO_2 的浓度在夏季达到 2 000~20 000 ppm，最高 67 000 ppm^[24]。云南石林地区 1999 年 6 月深度在 20 cm 以下的土壤中， CO_2 的含量为 4 000~18 840 ppm^[25]，最高 100 000 ppm（经常灌溉和施有机肥的草坪）。而陕西镇安鱼阳夏季土壤中 CO_2 浓度为 5 000~14 000 ppm，冬季只有 400~2 000 ppm^[26]。浙江桐庐骆驼山坡上深度 20~100 cm 土壤中 CO_2 的浓度在 1997 年 11 月为 600~3 000 ppm，1998 年 5 月为 2 500~24 000 ppm。

我国南北方碳酸盐岩中物质迁移强度区别很大。处于年均降水量 1 737.9 mm 和年均气温 21.3℃ 的广西都安地苏地下河系，流域面积 1 004 km²，年均总流量 11.456×10⁸ m³^[27]，年内流量变化强烈，最高 544.9 m³/s（1979-7-2），最低 1.2 m³/s（1981-2-13）。低、高水位时矿化度分别为 194.42 mg/l 和 160.50 mg/l。在地苏地下河青水出口，离子平均总量为 279.77 mg/s，离子径流量 10 491.4 g/s，年均总离子径流量达 3.3×10⁵ t，物质径流模数为 32.99 t/a·km²。山西娘子关泉群流域内碳酸盐岩分布面积为 2 882 km²，多年平均降水量 538~578 mm，年均温 8.6~10.7℃，蒸发量 1 828~1 876 mm。泉群的最大流量 15.8 m³/s，最低流量 8.12 m³/s，年总流量 2.78×10⁸ m³/s，年均矿化度 591.40 mg/l^[28,29]。全年流域内迁移出的总物质量为 1.6×10⁵ t，物质径流模数为 5.7 t/a·km²。两者对比，亚热带的地苏地下河的物质径流模数是温带娘子关泉群的 5.79 倍。

国家标准溶蚀片试验表明，石灰岩的溶蚀强度与降水量正相关^[30,31]。桂林的溶蚀量 70.6 mg/100d（埋深 20 cm）至 91.12 mg/100d（埋深 50 cm），高温和少雨的济南（分别为 0.94 mg/100d 和 0.79 mg/100d）和北京（分别为 0.52 mg/100d 和 0.44 mg/100d）。但低温多雨的长春（年均温 4.8℃ 和降水量 821 mm）和伊春（年均温 0.4℃ 和降水量

892.3 mm) 都高于济南和北京地区。通过有效降水量和喀斯特水矿化度的计算,说明我国南方的剥蚀速率是北方的 2~4 倍^[32]。

虽然包括气候、岩性和地形等在内因素强烈地影响喀斯特区物质的迁移强度和迁移量,但仍可用 $X=a+b(L\cdot G\cdot E)$ 计算出一个地区的溶蚀量 $X^{[33\sim35]}$ (表 1)。式中 X 为溶蚀量, a 为常数项, b 为系数, L 为岩性分值, G 为地貌分值, E 为径流深值。

表 1 红水河流域喀斯特地区的溶蚀速率

Tab. 1 Corrosion rates in karst regions in Hongshui River Basin

地 区	平均溶蚀速率/(mm/ka)	最高溶蚀速率/(mm/ka)
上游地区(云南部分)	20~50	50~60
中游地区(贵州部分)	40~60	70~90
下游地区(广西部分)	50~80	>90

实际上,碳酸盐岩的溶蚀速率还受 CO_2 的量和水-碳酸盐岩界面特性的控制。实验表明^[36],在低 P_{CO_2} ($<0.01\text{ atm}$) 时,水流速越快,扩散边界层愈薄,方解石溶解通量愈大;高 P_{CO_2} ($>0.01\text{ atm}$) 和扩散边界层厚于 $8\times10^{-4}\text{ cm}$ 时,方解石的溶解速率不依赖于扩散层的厚度,而主要受 CO_2 慢速转换的控制。

1.3 深部喀斯特发育机理

在大量的油气、水资源、有色金属、煤矿和水利水电工程的勘探建设中,往往发现在地表下很深的碳酸盐岩中发育了高大的洞穴,它们成为油、气、水的主要储存地和工程的隐患。如贵州乌江渡,在河床下 227 m 处有高 9.35 m 的喀斯特溶洞;贵州中部石油勘探中在孔深 881 m 处遇溶洞;河北任丘油田在古潜山面以下 1 326.4 m 处也发育了高 6.46 m 的溶洞。

深喀斯特发育有 7 种成因^[5]: ① 地壳上升或侵蚀基准面下降; ② 硫化矿床的影响; ③ 承压作用; ④ 埋藏的古喀斯特; ⑤ 深部冷、热水循环; ⑥ 深部热液活动; ⑦ 海平面变化引起的深部洞。实际上,深喀斯特的发育除受地质构造和侵蚀基准的控制外,还特别受高温高压封闭系统内各种深部喀斯特作用过程的控制,包括冷、热水的混合作用,盐和淡水的混合作用及碳酸盐岩的热解作用和微生物活动等。在 90℃ 和 $20\times10^5\text{ Pa}$ 下对碳酸盐岩的溶蚀试验表明,在油田条件下可以发育喀斯特。在 80℃ 和 $300\times10^5\text{ Pa}$ 条件下,油田水的 CaCO_3 的 SIc 大多小于 0,这意味着油田水具侵蚀性^[38],并且 65~70℃ 是深部喀斯特发育的最佳阶段。

在深部油气储层中,有机质在高温高压下的成岩作用中能变成有机酸。有机酸在脱羧作用及在电离和分解过程中均放出大量 CO_2 。在有机碳沉积过程中,保存了大量细菌和微生物。它们在生存和对有机质的分解过程中会产生大量 CO_2 。这些 CO_2 成为深部喀斯特发育的动力^[39]。在深部喀斯特作用中,岩石溶蚀作用强度的顺序和强度与低温低压下的岩石的溶蚀强度序^[40]不同,为白云岩:大理岩:石灰岩=1.41:1.0:0.91。这说明,在高温高压条件下,白云岩是一种比石灰岩更为重要的油气喀斯特储存层。

1.4 生物喀斯特

生物活动对于喀斯特地貌发育所起的作用实在太重要了。没有一处的喀斯特地貌的形成和破坏与生物作用不无关系。虽然,生物作用不是那么显而易见,但它确实无处不在。它

直接或间接地参与了喀斯特作用,特别是生物作用产生的 CO_2 ,是水-岩作用的强烈催化剂。

生物的直接作用除植物的根系和部分树杆在生长过程中对碳酸盐岩产生强大的机械破坏作用外,其生化作用加速了碳酸盐岩的风化作用。石灰岩表面生长的藻类除分泌的有机酸对石灰岩直接进行溶蚀作用和产生各种钻孔外,它们在生存过程中产生的大量糖类在分解过程中又会产生大量 CO_2 ,促进水对碳酸岩的溶蚀。石生地衣通过它本身所含有和分泌的有机酸破坏岩石表面结构,加速了碳酸盐岩的风化。碳酸盐岩表面的苔藓延缓了富含 CO_2 的岩石表层水与碳酸盐岩的作用时间,增强了碳酸盐的溶蚀量。藻类、地衣和苔藓等在石灰岩表层可以形成从直径 $5\sim 10\ \mu\text{m}$ 溶孔到直径 $100\sim 600\ \text{mm}$ 、深 $40\sim 100\ \text{mm}$ 的溶盆和海綿状结构壳^[41~44]。这些微形态为喀斯特的进一步发育创造了条件。

生物作用除加速碳酸盐岩的溶蚀破坏外,还能促进 CaCO_3 的沉积。这在黄果树瀑布和黄龙钙坝群特别明显。洒落在植物叶、茎、杆的碳酸钙水,由于 CO_2 的逸出和水的蒸发, CaCO_3 沉积在植物机体上。随着 CaCO_3 沉积逐渐增多,最终形成灰华坝。由于苔藓、藻类和菌类的作用,在许多溶洞穴口发育了向光性钟乳石。最近在贵州织金洞发现了洞穴兰藻 88 种,分属 2 目 4 科 7 属^[45],洞穴兰藻早期沉积形态,有肉眼可见的大瘤型,小瘤型,平层型和鳞片型;显微形态有“钙质藻壳”型,螺环型和缠粒型。甚至在洞穴中也能形成洞穴迭层石^[43,46]。许多微生物还可以成为灰华沉积核和促进月奶石的沉积^[47]。

1.5 喀斯特与古环境

喀斯特作用过程是碳酸盐岩及其邻近地区之间,通过 $\text{CO}_2\text{-H}_2\text{O-RCO}_3$ 三相不平衡开放系统中的反应, Ca^{2+} 、 CO_3^{2-} 和 HCO_3^- 等物质从原地迁移,到另一地因环境变化,导致 CO_2 逸出, CaCO_3 发生沉积,形成地表石灰华和泉华及洞穴中的各种钙华景观。系统中的 CO_2 主要来自于受控于环境的生物作用,钙积物中碳和氧的同位素也就参与了物质迁移的全过程。因此,喀斯特发育过程中物质的迁移,是全球环境变化的产物。喀斯特作用中的碳循环是全球碳循环的重要组成部分^[30,48]。喀斯特碳循环是一个“二氧化碳-有机碳-碳酸盐”的系统,它与 $\text{CO}_2\text{-H}_2\text{O-CO}_3^{2-}$ 三相不平衡开放系统相耦联,构成了喀斯特作用系统。 CO_2 是喀斯特地区物质迁移驱动力,它可使喀斯特作用强度成倍增加^[24,49,50]。土壤是 CO_2 的重要生产和储存-调节库^[51]。

洞穴石笋微层及其保存的较完整的环境信息,已成为全球变化研究的重要内容之一^[52]。当降水渗入土壤层后,大量吸收土壤 CO_2 ,并溶蚀碳酸盐岩。渗流到洞穴顶板的富钙的喀斯特水,在滴落过程中和滴到地板或石笋顶上后,由于 CO_2 的逸出, CaCO_3 发生沉积并逐渐形成向上生长的石笋。雨季,渗入灰岩体的雨水多,石笋生长就快,旱季,雨水渗入少,洞穴滴水少或间断,石笋生长就慢或中断。研究证明石笋生长形成的微层是石笋生长的年层^[53]。微层的厚度与当年降水量有关,降水多,迁移到洞穴的有机质和 CaCO_3 多,沉积时间长,微层就厚。温度高,土壤中的微生物活跃,有机质分解强烈,带入石笋中的有机物就多,微层的灰度就大,发光质就多。因而灰度与温度有关^[54]。石笋中的 $\delta^{18}\text{O}$ 和 δD 记录可以揭示过去年均温度及大气降水等变化过程^[55,56],而 $\delta^{13}\text{C}$ 可反映植被与土壤的变化和可重建古环境^[57]。微层研究,重建了北京地区过去 1 000 年中 6 次降温期^[58]和 500 年来有 13 次降雨增加期^[56]。因此,石笋微层的研究成为全球古气候和古环境研究的有效手段。

2 喀斯特研究的趋势

2.1 喀斯特地区的生态系统研究

21 世纪,我国中西部地区将成为国民经济建设和经济发展的重要地区。然而,由于 20 世纪喀斯特地区的人口快速膨胀,乱垦滥伐,森林覆盖率急剧下降,许多地区的森林覆盖率由解放初 30%~50%已降到目前的 10%~20%,甚至有的地区不到 5%。森林覆盖率的下降导致严重的水土流失和土地质量严重退化,岩漠化面积迅速扩大,如贵州省石漠化面积从 1975 的 8 806.6 km²发展到 1985 年的 13 888 km²,平均每年以 508.2 km²的速度扩大,目前仍在迅速发展。同时,本来可采水资源就不足,现在更是泉干水断。一但连日暴雨,又大面积受涝。喀斯特地区山高坡陡,土地瘠薄,生物生产量极低,人民生活贫困。

我国西部大开发,给西南部喀斯特地区的经济发展和生态环境改善提供了新的机遇。喀斯特地区的环境极其脆弱,一旦破坏就难以恢复。在西部大开发的同时,必须把生态环境的保护和恢复,发展生态型产业放在首位。在缺水少土,岩石裸露,山高坡陡的喀斯特地区生态恢复速度较慢。因此,在采取传统技术恢复生态的同时,要大力开展生物基因研究,培植出一批能抗旱、耐碱喜钙的高价值的生态经济作物,使已恶化了的生态环境在短期内得到有效改善、农村经济得到高效发展。

充分开发雨水和表层喀斯特含水层水资源,利用喀斯特发育规律和演化特征,建设一批地表和地下小型水利工程,以解决当地居民生活和农业用水。要采用高新技术处理由有机与无机肥料造成污染的喀斯特水源,保证农村卫生供水,保障农民健康。

目前,喀斯特地区小城镇发展速度快,环境问题严重。城镇位于盆地或洼地、谷地中,大量的工业废气聚集,污染严重,酸雨不断。生活与工业垃圾不科学堆放和埋放,污水到处排放,造成地下水的严重污染。超量抽取地下水,引发地面严重塌陷。对于新兴的农村城镇,应根据地貌规律和喀斯特含水层特征,对城镇结构、布局和三废处理进行科学规划和实施。要采用新理论和新技术有效防范地下水的污染和迅速净化污染了的喀斯特含水层。

2.2 喀斯特古环境与全球变化研究

洞穴石笋作为全球变化研究的重要途径,已经得到了各方面的认可。证明石笋微层的灰度与温度、厚度与降水量之间存在着正相关。然而形成石笋微层特性的洞穴滴水除与地表降水量和降水强度有关外,还与表层喀斯特和包气带的性质有关。形成石笋的滴水能否正确代表表层喀斯特和包气带裂隙流的特征,还有待于深入研究。如何利用“不标准”的连续沉积的石笋微层中所含的各种信息建立热带和亚热带季风气候区的洞穴石笋古气候标尺,有待探究。

关于发光层,发光层与有机质的关系,微层发光一般由胡里酸和富里酸产生,但自然界中还有没有其它发光物质存在于石笋微层之中?石笋中的有机质极其少,用什么技术和仪器来测量这些极微量的有机质,有待深入发展。

对于石笋中无机质和环境示踪物质的研究,已知从下层到上层,Ca/Mg、Ca/Ba、Ca/Sr 作有规律的变化,但是它们与古环境和古气候的变化关系尚不清楚。

目前石笋研究得出的古环境和古气候认识的正确性和应用的广泛性如何?石笋生长过程中滴水的速度和方位往往具有多变的不确定性,如水中悬浮质、微生物和藻、菌类、CaCO₃、

的沉积状况和表面特征都会影响滴水的位置和各滴水间水量的分配，甚至出现滴水位置的转移，原处出现滴量的减少和间断。因此，有可能把丰水期误译成干旱期。为此，研究工作必须寻找强有力的多元环境痕量示踪物质，以保证判读环境的正确性。

2.3 风景旅游洞穴环境的改善与景观老化的防治

我国开放了 254 个左右的风景旅游洞穴，其中 95% 分布在喀斯特地区。洞穴的神密性和碳酸钙景观极高的象形性和艺术性，每年吸引了大量游客，如 1998 年桂林芦笛岩的游客达到 96 万人，浙江瑶琳洞一天最高游客量多达 13 370 人。象瑶琳洞这样的旅游洞穴中安装了 1 659 盏总容量 119 170 瓦的灯具，给洞穴输入了惊人的热能，使洞穴温度大幅度提高。目前瑶琳洞内的温度已比开放初期升高了 1.5℃，贵州织金洞内开放区比不开放区气温高出 0.5~2.0℃^[59]。北京石花洞开放 15 年，洞穴空气温度比开放初期高出 1~2℃，白天比晚上高 1~2℃^[60,61]。游客大量涌入洞穴，使洞穴空气中的 CO₂ 急剧增加。如瑶琳洞中空气 CO₂ 浓度在无游客时的早晨比开放初高出 200~300 ppm。在旅游高峰时可达 5 000 ppm。白天和晚上的温差引起的凝结水在吸收洞穴空气 CO₂ 后变得具有强烈的侵蚀性，破坏了洞穴景观的原生结构^[63,64]。如广西伊岭岩的凝结水溶蚀作用的深度可达洞口内 300 m 处。白天由于高能灯的烘烤，使碳酸钙景观的水分蒸发，景观产生不均匀的失水和干裂，为景石的强烈风化产生了条件。如贵州织金洞和北京石花洞内许多如卷曲石、石针等均受到严重破坏。洞穴内外物质和能量的交换，促进了洞穴内生态系统的改变——会生长许多藻类、菌类、苔藓类、蕨类等灯光植物的生长。它们破坏景石的结构，腐蚀景石，使景石变色，观赏价值大幅度下降。因此，风景旅游洞穴的环境、景石的保护和改善、灯光植物的防治等是旅游洞穴学研究的重要课题。

2.4 实验和量化喀斯特地貌的研究

袁道先和潘根兴等在实验室作了土壤生物产生的 CO₂ 对石灰岩的溶蚀试验，结果表明复盖在石灰岩上的土壤溶蚀潜能为 22.88 mg/100 d。它高于土壤层中任何深度上的土壤的溶蚀潜能^[65]。对于不同土壤、不同植被、不同湿热条件下土壤的溶蚀潜能和动力学过程，需做更多的实验室和现场模拟试验。

利用碱性钙溶液吸收 CO₂ 恢复洞穴风化碳酸钙景观和降低旅游洞穴 CO₂ 浓度的试验已取得很好的成果^[66,67]。对于在洞穴中进行大面积的试验工作以及如何在常温常压下促进 CaCO₃ 的沉积结晶，仍有许多理论和技术方法的试验研究工作。利用当地喀斯特水改善表层喀斯特含水层的性能和防治洞穴景观的风化，利用改善洞顶石灰岩地表的生态环境，达到保护和改善洞穴石笋生态系统等将是未来重要的试验课题。在旅游洞穴如何采用新技术、新方法保护和维持洞积石的自然美学性、神秘性和科学性。

在高温高压和存在油气的条件下，模拟深部喀斯特发育的动力学过程，探索喀斯特发育和油气在深部喀斯特中的运移及储存的规律，为油气资源的科学和持续开发提供充分依据。

喀斯特地貌是一种自然几何形态，它具有数字表达其形成过程和空间特征的特性。虽然，目前已初步能用分形维来描述喀斯特正地形和负地形的结构与发育过程^[15]，并能用计算机来建立喀斯特地貌的空间分布模式。应用分形研究了洞穴的弯曲度和形态^[68,69]，得出湖南洛塔喀斯特洞穴的分形维为 1.038~1.332，绝大部分洞穴的分形弯曲度为 1.06~1.69，个别只有 0.27 和 2.15。喀斯特地貌的形成过程的数量化描述正处于起步阶段。肖鸿

林等^[70]分析了以猫跳河和六冲河为代表的喀斯特峡谷的形态,并初步建立了峡谷形成的数学模型。但喀斯特和洞穴景观的数字化和可视性模型亟待解决,否则景观的展示难以实现三维的存真性。喀斯特地区的规划、建设和生态环境整治都需要有一个优质的管理模型。

参考文献:

- [1] 卢耀如. 中国岩溶-景观、类型、规律[M]. 北京:地质出版社,1986.
- [2] 陈述彭. 西南地区的喀斯特地貌[J]. 地理知识,1954, 3: 74~76.
- [3] 曾昭璇. 中国南部石灰岩地貌类型若干问题[J]. 地质学报,1964, 44(1): 119~128.
- [4] 中国科学院地质研究所岩溶研究组. 中国岩溶研究[M]. 北京:科学出版社,1979.
- [5] 任美镔,刘振中 等. 岩溶学概论[M]. 北京:商务出版社,1983.
- [6] 中国科学院《中国自然地理》编辑委员会. 中国自然地理 地貌[M]. 北京:科学出版社,1981.
- [7] 朱德浩. 试论热带岩溶地貌研究中不同观点分歧的实质——以桂林地区为例[J]. 中国岩溶,1984, 3(2): 67~73.
- [8] 朱德浩. 对峰丛洼地形态和演化的几点认识——以广西几个地区为例[A]. 见:中国地理学会地貌专业委员会 编. 喀斯特地貌与洞穴[C]. 北京:科学出版社,1985. 57~64.
- [9] 朱学稳. 桂林岩溶地貌与洞穴研究[M]. 北京:地质出版社,1988.
- [10] Song Linhua. Evolution of karst geomorphology and hydrogeology in south Dushan, Guizhou Province, China[J]. *Annales la Société Gèologique de Belgique*, 1985, T. 108: 227~231.
- [11] 高道德,张世从 等. 黔南岩溶研究[M]. 贵阳:贵州人民出版社,1986.
- [12] 熊康宁,杨明德. 水城地区峰林地貌发育的数量特征分析[A]. 见:宋林华 等编. 喀斯特景观与洞穴旅游[C]. 北京:中国环境科学出版社,1993. 23~39.
- [13] Xiong Kangning. Morphometry and evolution of fenglin karst in Shuicheng area, Western Guizhou, China[J]. *Z. Geomorph.*, 1992, 36(2): 227~248.
- [14] 宋林华. 试论峰丛地貌的双层结构与峰林地貌[A]. 见:宋林华 等编. 喀斯特景观与洞穴旅游[C]. 北京:中国环境科学出版社,1993. 1~6.
- [15] 宋林华,房金福,邓自民. 喀斯特洼地的分形研究[J]. 地理研究,1995, 14: 8~16.
- [16] Williams P W et al. Geomorphic inheritance and the development of tower karst[J]. *Earth Surface Processes and Landforms*, 1987, 12(5): 453~465.
- [17] 谭明. 喀斯特水文地貌学——理论、方法及应用研究[M]. 贵阳:贵州人民出版社,1993.
- [18] 袁道先. 中国西南部的岩溶及其与华北岩溶的对比[J]. 第四纪研究,1992, 4: 352~361.
- [19] 袁道先. 中国岩溶学[M]. 北京:地质出版社,1993.
- [20] 熊康宁. 关于锥状喀斯特与塔状喀斯特的水动力成因研究——以黔中地区为例[J]. 中国岩溶,1994, 13(3): 237~246.
- [21] Corbel J. Erosion en terrain calcaire[J]. *Ann, Gèogr.*, 1959, 68: 97~120.
- [22] Bögli Alfred. Karst Hydrology and Physical Speleology[M]. Springer-Verlag, 1980. 284.
- [23] 陈治平. 中国喀斯特地带性因素初探——喀斯特地貌与洞穴[M]. 北京:科学出版社,1985. 1~8.
- [24] 何师意,徐胜友,张美良. 岩溶土壤中 CO₂ 浓度、水化学观测及其与岩溶作用的关系[J]. 中国岩溶,1997, 16: 319~324.
- [25] 梁福源,宋林华 等. 路南石林地区土壤空气 CO₂ 浓度分布规律与土下溶蚀形态研究[J]. 中国岩溶,2000, 19(2): 180~187.
- [26] 赵景波. 陕西镇安-旬阳岩溶泉的成分变化与岩溶发育特征[J]. 中国岩溶,1996, 15(4): 376~381.
- [27] 广西壮族自治区地质矿产局. 中华人民共和国地质矿产部,地质专报,(六)水文地质 工程地质 第6号:广西地苏地下河系[M]. 北京:地质出版社,1989.
- [28] 韩行瑞,鲁荣安,李庆松. 岩溶水系统——山西岩溶大泉研究[M]. 北京:地质出版社,1993.
- [29] 山西省娘子关泉域岩溶水研究领导组. 山西省娘子关泉域岩溶水资源评价及其开发利用科研报告[A], 1983. 182.
- [30] 袁道先. 碳循环与全球岩溶[J]. 第四纪研究,1993, 1: 1~6.
- [31] Yuan Daoxian, Liu Zaihua. Global Karst Correlation[M]. Beijing: Science Press & VSP BV, 1998.
- [32] 卢耀如,段光杰. 地质-生态环境与可持续发展——中国南方岩溶山区为例[A]. 地质矿产部水文地质工程地质研究所 方数据
- [33] 房金福,林钧枢,李钜章 等. 喀斯特区现代溶蚀强度与环境的研究——以红水河流域为例[J]. 地理学报,1993,

- 48(2): 122~130.
- [34] 李钜章, 林钧枢, 房金福. 喀斯特溶蚀强度分析与估算[J]. 地理研究, 1994, 13(3): 90~97.
- [35] Lin Junshu. Karst geomorphological process responses to climate. Proceedings of The 12th International Congress of Speleology[J]. *La Chaux-de-Fonds, Switzerland*, 10~17th August, 1997, 1, 395~396.
- [36] 刘再华, Wolfgang Dreybrodt. 流动 CO₂-H₂O 系统中方解石溶解动力学机制-扩散边界层效应和 CO₂ 转换控制[J]. 地质学报, 1998, 72: 340~348.
- [37] 何宇彬, 邹成杰. 关于喀斯特洞穴发育深度问题[J]. 中国岩溶, 1997, 16(2): 167~175.
- [38] 韩宝平. 任丘油田碳酸盐岩溶蚀实验研究[J]. 中国岩溶, 1988, 7(1): 81~88.
- [39] 黄尚瑜, 宋焕荣. 油气储层的深岩溶作用[J]. 中国岩溶, 1997, 16(3): 189~198.
- [40] 金玉璋. 广西碳酸盐岩类岩石的试验室研究[A]. 见: 全国喀斯特研究会议论文集[C]. 北京: 科学出版社, 1962. 193~198.
- [41] 张捷. 喀斯特侵蚀过程中藻类作用的微形态研究[J]. 地理学报, 1993, 48(3): 235~243.
- [42] 张捷. 地衣喀斯特侵蚀作用的初步研究[J]. 地理学报, 1993, 48(4): 437~446.
- [43] 王福星, 曹建华等. 生物岩溶[M]. 北京: 地质出版社, 1993.
- [44] 曹建华, 王福星, 黄俊发 等. 桂林地区石灰岩表面生物岩溶溶蚀作用研究[J]. 中国岩溶, 1993, 13(1): 11~22.
- [45] He Fusheng, An Yuguo, Li Jingyang et al. Blue-green algae and primary lithogenesis at Zijin Cave, Guizhou[A]. The Proceedings of XI International Congress of Speleology[C]. Beijing, China, August, 1993. 116~117.
- [46] 李景阳, 戎昆方, 安裕国 等. 贵州织金洞沉积物形成特征的初步研究[J]. 中国岩溶, 1995, 13(1): 11~16.
- [47] 张捷, 李升峰, 周游游. 细菌、真菌对喀斯特作用的影响研究及其意义[J]. 中国岩溶, 1997, 16(4): 362~369.
- [48] 沈承德, 易性熙, 刘东生. CO₂ 全球循环及其同位素示踪研究[J]. 第四纪研究, 1995, 1: 3~62.
- [49] 袁道先 等. 中国南方裸露型岩溶峰丛山区岩溶水系统及其数学模型的研究——以桂林丫结村为例[M]. 桂林: 广西师范大学出版社, 1996.
- [50] Xu Shengyou, He Shiyi. The CO₂ regime of soil profile and its drive to dissolution of carbonate rock[J]. *Carsologica Sinica*, 1996, 15: 50~57.
- [51] 潘根兴, 曹建华, 陶于祥 等. 土壤碳作为表层带岩溶作用的动力机制: 系统碳库及稳定性碳同位素特征[J]. 南京农业大学学报, 1999, 25(3).
- [52] 谭明, 刘东生. 洞穴碳酸钙沉积的古气候记录研究[J]. 地球科学进展, 1996, 11(4): 388~395.
- [53] 刘东生, 谭明, 秦小光 等. 洞穴碳酸钙微层在中国首次发现及其对全球变化研究的意义[J]. 第四纪研究, 1997(1): 41~51.
- [54] 秦小光, 刘东生, 谭明 等. 北京石花洞石笋微层灰度变化特征及其气候意义——微层显微特征[J]. 中国科学(D 辑), 1998, 28(1): 91~96.
- [55] 李彬. 洞穴化学沉积物中 $\delta^{18}\text{O}$ 、 $\delta^{13}\text{C}$ 对环境变迁的示踪意义[J]. 中国岩溶, 1994, 13(1): 17~24.
- [56] 李红春, 顾德隆, Lowel D Stott. 高分辨率洞穴石笋稳定同位素应用之一——京津地区 500 a 以来的气候变化—— $\delta^{18}\text{O}$ 记录[J]. 中国科学(D 辑), 1998, 28(2): 181~186.
- [57] 王先锋, 刘东生. 洞穴碳酸盐微层研究及其发展方向[J]. 地球科学进展, 1999, 14(3): 286~291.
- [58] 王先锋. 石笋微层地球化学特征及古气候意义[A]. 见: 中国科学院博士学位研究生学位论文[C], 1999.
- [59] 宋林华. 旅游洞穴的环境变异与景观保护[A]. 见: 喀斯特与洞穴风景旅游资源研究[C]. 北京: 地震出版社, 1994. 118~125.
- [60] Li Tieying. The exploitation and coservation of Stone Flower Cave, Beijing[M]. Proceedings of the International Congress of Speleology. Beijing, China, 1993. 163~165.
- [61] 张蕾, 赵淑艳, 赵习方. 北京石花洞内 CO₂ 的监测与评价[J]. 中国岩溶, 1999, 16(4): 325~331.
- [62] 朱文孝, 李坡 等. 织金洞的气候环境及空气中的二氧化碳[J]. 中国岩溶, 1993, 12(4): 409~417.
- [63] Song Linhua, Yang Jinrong, Lin Junshu et al. The case study on the effect of CO₂ in cave atmosphere on the stability of speleothem scenery in Yaolin cave, Zhejiang Province, China[J]. *The Journal of Chinese Geography*, 1997, 7(3): 26~36.
- [64] Song Linhua, Yang Jirong, Wang Laihong. The potential corrosion of speleothems by condensation water[J]. *Acta Carsologica*, 1998, 27(1): 215~229.
- [65] Pan Gengxing, Tao Yuxiang, Teng Yongzhong et al. Influence of Pedo-chemical Field on Epi-karstification in Subtropical Humid Region-Field Monitoring and Laboratory Experiment[J]. *Acta Carsologica*, 27(1): 175~184.
- [66] 宋林华, 杨芳, 林钧枢 等. 浙江瑶琳洞风化碳酸钙景观复生试验[J]. 地理研究, 1999, 18(2): 199~208.
- [67] 宋林华, 杨芳, 林钧枢 等. 浙江瑶琳洞风化碳酸钙景观复生试验中 CO₂ 吸收动力学研究[J]. 中国岩溶, 1999,

18(4): 297~307.

[68] 李文兴. 岩溶洞穴的分形弯曲度[J]. 中国岩溶, 1995, 14,(3): 241~244.

[69] 李文兴. 岩溶管道(洞穴)形态空间的数学描述及分形计算研究[J]. 中国岩溶, 1997, 16(2): 113~119.

[70] 肖鸿林, 邹成杰. 喀斯特峡谷成因及数学模型研究——以猫跳河、六冲河为例[J]. 中国岩溶, 1997, 16(2): 105~112.

Progress and Trend of Karst Geomorphology Study

SONG Lin-hua

(Institute of Geographical Sciences and Natural Resources, CAS, Beijing 100101)

Abstract: The study of karst Geomorphology in China has made great progresses in 20 Century, especially in 90's. Karstology linking with modern physics, chemistry, biology, mathematics etc. and aimed with computer and advantage analysis technology, many new fields such as hydrological geomorphology, karst hydrogeochemistry, fractal karst geomorphology, karst paleo-environment etc. have been developed and the development theoretical and practical karst geomorphology have been accelerated. The paper is stressed on the progress: (1) the evolution of karst landform, many evidences show that the fengcong (peak clusters) landscape will develop to the fenglin (peak forests) landscapes in the favour conditions; (2) karst corrosion intensity and rates are mainly depended on the precipitation, temperature, geomorphological features and characteristics, lithology and geological structures. The karstification is stronger in south China than in north China in the influence of the tropical and subtropical monsoon climate, hot and wet in summer, cold and dry in winter; (3) the deep karst is well developed under the effect of geological structures, the organism is decomposed to produce the organic acids and releases great amount of CO₂; (4) no doubt, karst development is very difficult if there is any bio-karst function. The features produced by the microorganism form the base for the macro karst geomorphology; (5) recently, the stalagmites have been employed to study the palaeo-climate and environment by the micro-laminae technique. Also the prospects have been made for the studying the karst ecological system and environment restoration and improvement, karst paleo-environment and groble changes, environment protection and restoration of weathered and damaged speleothem landscape in show caves, experimental and quantitative karst geomorphology etc.. It will be paid more attention to enhance and get more important results in the early of 21 century with the intensive development in the karst regions of southwestern China.

Key words: Karst Geomorphology; Progress; Tendency