

^{137}Cs 、HCHs 测定岩溶洼地沉积物年代及流域产沙强度

陈英¹, 魏兴萍^{1,2}, 肖成芳¹, 熊诗意¹

(1.重庆师范大学地理与旅游学院,重庆 401331; 2.三峡库区地表过程与环境遥感重庆市重点实验室,重庆 401331)

摘要:以青木关岩溶槽谷区内代表性耕地型与林地型洼地小流域为研究对象,从洼地沉积物入手,探明各洼地沉积物剖面 ^{137}Cs 比活度、六六六(HCHs)、有机质、黏粒含量及容重的深度分布特征;运用 ^{137}Cs 示踪法,辅以 HCHs 进行沉积物断代,追溯流域近 60 年来的土壤侵蚀量演变特征及探讨其驱动因素。结果表明:(1)炮台院子耕地型洼地沉积物剖面 ^{137}Cs 、HCHs 仅有个别层位检出,无法利用 ^{137}Cs 、HCHs 深度分布进行沉积物断代,反映了发育的落水洞对其沉积物剖面影响大。(2)龙洞槽耕地型和劳动村林地型洼地小流域 1963—1983,1984—2019 年产沙模数分别为 231.78,82.04 t/(km²·a)和 68.79,39.46 t/(km²·a),表明流域生态环境得到明显改善。与 1963—1983 年时段相比,该地区 1984—2019 年时段年平均降水量无明显变化,2 个小流域产沙模数均显著减小,表明近 60 年流域产沙强度主要受土地利用方式、水土保持措施等人类活动控制。(3)龙洞槽洼地剖面 ^{137}Cs 、HCHs 峰值,表层泥沙 ^{137}Cs 、HCHs 数值和不同时期流域产沙模数均明显大于劳动村洼地,主要是由 2 个洼地分别控制的耕地型与林地型小流域在人类活动影响下产沙强度的差异所致。另外, ^{137}Cs 和 HCHs 相结合的示踪方法可较好地用于评估西南岩溶流域产沙量的时间变化。

关键词: ^{137}Cs ; HCHs; 岩溶洼地; 产沙模数; 青木关岩溶槽谷

中图分类号: S157.1

文献标识码: A

文章编号: 1009-2242(2021)03-0030-08

DOI: 10.13870/j.cnki.stbcxb.2021.03.005

Determination of Sediment Age and Sediment Yield Intensity Using ^{137}Cs and HCHs Dating in Karst Depressions

CHEN Ying¹, WEI Xingping^{1,2}, XIAO Chengfang¹, XIONG Shiyi¹

(1.School of Geography and Tourism, Chongqing Normal University, Chongqing 401331; 2.Chongqing Key

Laboratory of Surface Process and Environment Remote Sensing in the Three Gorges Reservoir Area, Chongqing 401331)

Abstract: We take the representative farmland-type and woodland-type depression small watersheds in the Qingmuguan karst valley region as the research object, and start from the depression sediments, the depth distribution characteristics of ^{137}Cs specific activity, HCHs, organic matter, clay content, and bulk density of the sediments in each depression profiles were studied. ^{137}Cs tracer method and HCHs were applied to sediment dating, and the evolution characteristics of soil erosion in karst depression small watershed in the past 60 years was traced, and its driving factors were discussed. The results show that: (1)Only a few sediment profiles had detected ^{137}Cs and HCHs in the farmland depressions of Fort Yard. The depth distribution of ^{137}Cs and HCHs could not be used for sediment dating, which reflected that the developed sinkhole had a great impact on the sediment profile. (2)The sand production modulus of the Longdongcao farmland depression in 1963—1983 and 1984—2019 were 231.78 and 82.04 t/(km²·a), respectively, while those values in Laodong village woodland depression small watershed were 68.79 and 39.46 t/(km²·a), respectively, indicating that the ecological environment of the basin has been significantly improved. Compared with 1963—1983, there was no significant change in the average annual precipitation in the region from 1984 to 2019. The sand yield modulus of the two small watersheds both decreased significantly, indicating that the sand yield

收稿日期: 2020-11-10

资助项目:国家自然科学基金项目(41701252);重庆市自然科学基金项目(cstc2016jcyjA0150);重庆市教委科学技术研究项目(KJQN201800531);重庆市基础研究与前沿探索项目(cstc2018jcyjAX0489);重庆师范大学研究生科研创新项目(YKC20025)

第一作者:陈英(1990—),女,硕士研究生,主要从事水土保持与生态化建设研究。E-mail:yingchenczx@126.com

通信作者:魏兴萍(1974—),女,博士,教授,主要从事资源环境与地理信息系统研究。E-mail:xingpingwei@126.com

intensity of the basin in the past 60 years was mainly controlled by land use, water and soil conservation measures and other human activities. (3) The peak value of ¹³⁷Cs and HCHs of profile, surface sediment ¹³⁷Cs, HCHs values and watershed sand yield modulus in different periods of Longdongcao depression were significantly greater than those of the Laodong village depression. It was mainly caused by the difference in sand production intensity under the influence of human activities, which conducted in the cultivated land and woodland type small watershed of the two depressions. In addition, the combined tracer method of ¹³⁷Cs and HCHs could be used to assess the temporal changes of sediment yield in the southwestern karst basin.

Keywords: ¹³⁷Cs; HCHs; karst depression; sediment yield modulus; Qingmuguan karst valley

土壤侵蚀是全球性生态环境问题之一,其持续发生造成土壤质量下降、水体环境恶化、河道淤积等一系列问题,威胁区域生态系统安全^[1]。岩溶槽谷是中国南方岩溶典型类型之一,与其他岩溶区域有所区别。连续的褶皱构造,山一槽在地形地貌上交替出现和地形分异明显,导致槽谷区平地少、坡地多,优质耕地资源缺乏^[2]。由于该地区独特的岩性、地质构造背景以及高强度的人类活动影响^[3],土壤存在较大的侵蚀风险。已有学者在岩溶槽谷区坡面水土流失特征^[4-5]、土壤侵蚀时空演变^[6-7]以及生态修复机制^[3,8]等方面取得了显著研究成果,但有关其泥沙沉积速率、流域产沙模数的可靠信息非常有限。利用¹³⁷Cs示踪法研究槽谷区小流域侵蚀泥沙的报道较少,且以¹³⁷Cs示踪法辅以HCHs进行沉积物断代研究鲜有报道。

本研究在青木关岩溶槽谷进行。槽谷区林地大部分分布于坡耕地之上,覆盖着薄土层的斜坡。20世纪50年代以前,区域内森林覆盖率高。从1958年开始,随着“大跃进”“大炼钢铁”、毁林毁草开荒等事件的发生,使森林植被遭到破坏。此后的义务植树、水土保持工作等使植被得到一定恢复。20世纪80年代中期以来,相继开展了小流域综合治理、防护林建设、退耕还林等系列生态修复工程,植被覆盖得到明显提升,影响了区域的产沙状况。对产沙量的时间变化进行可靠评估,对于有效控制水土流失和合理管理流域具有重要意义。该区径流小区和水文站实测资料短缺,对侵蚀产沙历史过程的深入认识,获得年限较长的流域产沙量研究,是有待解决的科学问题。

地貌特征决定了岩溶槽谷的产流产沙具有明显的向心聚集性,洼地是坡面产沙的汇集中心^[9]。洼地沉积物保存了流域自然环境与人类活动变化引起的土壤侵蚀演变历史信息^[10],通过沉积物可推算流域产沙强度,这为研究流域侵蚀产沙规律提供了良好载体。本研究选取青木关岩溶槽谷区代表性耕地型与林地型洼地小流域为研究对象,对比分析洼地沉积物剖面分布特征,追溯不同类型小流域产沙量的时间变

化及驱动因素。以¹³⁷Cs示踪法,辅以HCHs进行沉积物断代,结合沉积物剖面有机质、黏粒、容重与流域土地利用变化(如伐林/退耕)的分析,揭示不同类型洼地小流域土壤侵蚀量演变特征及探讨其驱动因素。通过小尺度的精准研究,可以更准确地揭示岩溶槽谷中长期以来不同类型洼地小流域土壤侵蚀演变特征,为有针对性地进行流域管理提供科学参考。

1 材料与方法

1.1 研究区概况

青木关岩溶槽谷,地处重庆市沙坪坝区、北碚区和璧山区的交界处(图1),地理坐标位于29°35′30″—29°46′30″N,106°14′55″—106°20′00″E。属典型的亚热带湿润性季风气候,年均降水量为1 106.46 mm,4—10月降水集中且多暴雨,约占全年降水量的85%。青木关槽谷区属于川东平行岭谷缙云山温塘峡背斜南延部分,海拔高度为311~718 m。背斜轴向呈NNE走向,核部的碳酸盐岩被两侧的非可溶岩地层包围^[11],在长期的水流溶蚀作用下,形成“一山两岭一槽”式的典型岩溶槽谷景观。区内发育着大小各异的洼地,有着悠久的耕作历史。槽谷内覆盖的土壤主要为黄壤,机械组成以粉粒为主,抗蚀能力弱。土层厚度不均,坡地一般0.15~1.00 m,洼地可达到1~2 m。目前主要土地利用类型为林地,耕地及住宅用地,其中马尾松、毛竹与杉树在植被覆盖中占主导地位,主要农作物有番茄、玉米、红薯等。

选取青木关岩溶槽谷北段龙洞槽、炮台院子耕地型洼地小流域,南段劳动村林地型洼地小流域为研究对象。龙洞槽洼地小流域面积为0.65 km²,洼地面积10 756.70 m²,洼地底部海拔为476 m。暴雨后,洼地底部常常被积水淹没,积水时间一般为2~3天。在20世纪80年代中期生态修复工程启动前,耕地面积占流域总面积的63.85%(耕地小流域)。生态修复后,耕地面积占流域总面积的19.14%。炮台院子洼地小流域面积为0.15 km²,洼地面积3 195.17 m²,洼地底部海拔为552 m。洼地底部发育一落水洞,地表

产流后洼地不易积水,径流及携带的泥沙经洼地中的沟道流入落水洞,进入地下河系统。80 年代中期以前,耕地面积占流域总面积的 57.48%(耕地小流域)。生态恢复后,流域大部分被林地覆盖,耕地面积占流域总面积的 15.29%。劳动村洼地小流域面积为 0.94 km²,洼地面积 8 785.50 m²,洼地底部海拔为 438 m。劳动水库蓄水量大,泄洪次数少,坡地侵蚀产生的泥沙淤积于水库中。80 年代中期以前,林地面积占流域总面积的 50.29%(林地小流域),耕地面积小且大多分布在洼地周边坡度较小处。生态恢复后,土地利用类型几乎均为林草地,仅有少量耕地分布于居民点附近,多用于种植蔬菜。

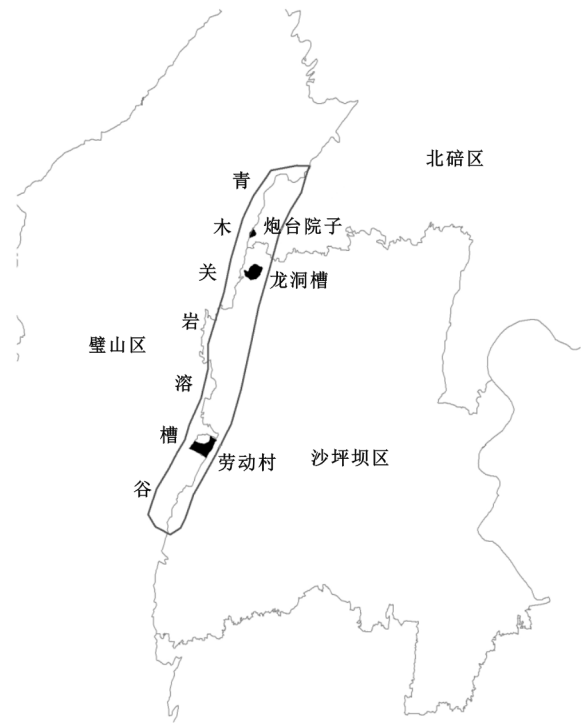
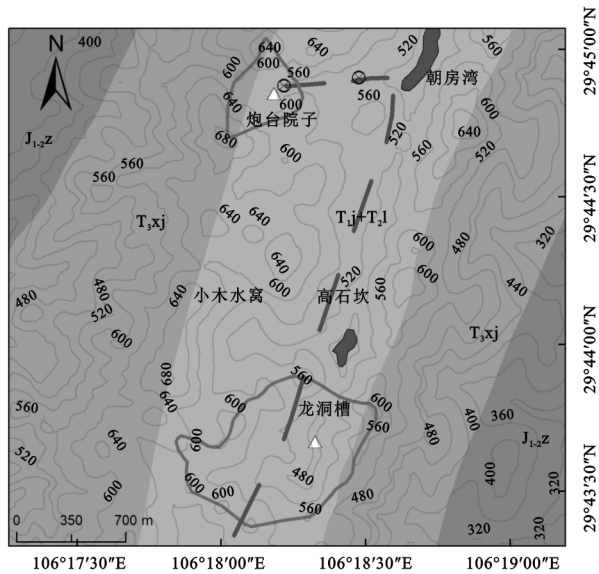


图 1 研究区域



1.2 样品采集与测试

2020 年 5 月,在龙洞槽、炮台院子、劳动村洼地中央位置各采集 1 个 60 cm 深的沉积物剖面(图 2),2019 年及其之前沉积的沉积物被纳入本研究。龙洞槽、炮台院子洼地沉积物剖面从耕地中提取。取样地地势平坦开阔,基本没有土壤侵蚀发生,当地村民介绍除耕作外没有受过其他的人类扰动。据调查,劳动村洼地中的劳动水库在新中国成立前就已存在,水库中央没有被人为干扰至少 70 年,其沉积物剖面具有沉积记录连续性好、时间分辨率高和信息量丰富等特点。土壤剖面前 40 cm 按 5 cm 厚度,后 20 cm 按 10 cm 厚度分层取样,共采集 30 个样品。土壤样品带回实验室清点后,于通风处自然风干,剔除杂物,研磨、过筛,测定¹³⁷Cs、HCHs、有机质和机械组成。利用铝盒和 100 cm³环刀采集土层原状土供计算分析土壤容重。

土壤样品¹³⁷Cs 测定采用配备 n 型高纯锗探头(LOAX HPGe)的低能量、低本底 γ 能谱仪;HCHs 测定采用气相色谱仪(Agilent7890B, USA),配备微池电子捕获检测器(ECD),色谱柱为石英弹性毛细管柱(30.0 m×0.25 mm×0.25 μm);有机质(soil organic matter, SOM)测定采用重铬酸钾外加热法(油浴)^[4];土壤机械组成使用马尔文激光粒度仪分析,土壤粒级的划分采用美国制;土壤容重采用环刀法测定。

1.3 沉积速率与产沙模数计算

1.3.1 沉积物断代 ¹³⁷Cs 是一种人工放射性核素,其半衰期为 30.17 年,主要来源于 20 世纪 50—70 年代的大气层核试验^[12],其中 1963 年是北半球的峰值沉降期(1963 年计年时标)。¹³⁷Cs 主要随降水沉降到地面,沉降到地面后随即被土壤表层的细颗粒强烈吸附,其后土壤和泥沙颗粒的运移造成¹³⁷Cs 的再分布,被广泛应用于塘库、湖泊、河口等沉积物断代研究^[9,13]。

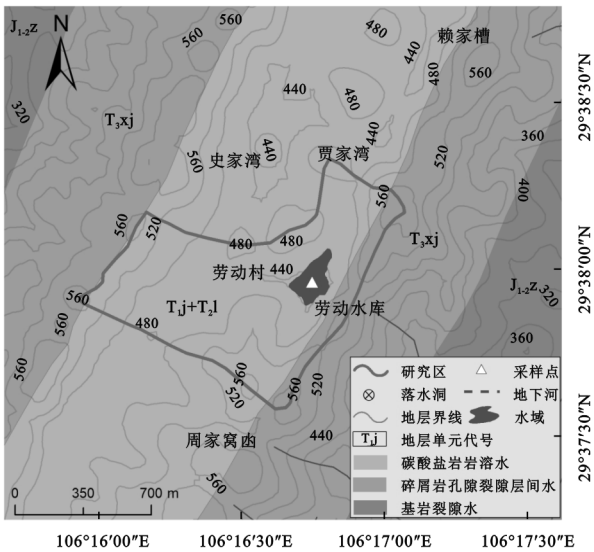


图 2 采样点位置

从 20 世纪 50 年代开始生产 HCHs,至 80 年代初期,我国累计使用量达 450~490 万 t,成为世界上生产和使用量最大的地区,1983 年被我国禁止在农业上使用^[14-15]。沉积物剖面 HCHs 深度变化特征可提供浓度峰值、低值对应的生产使用高峰期与 1983 年我国开始禁止使用 HCHs 的断代时标。由于 HCHs 农药历史使用量大,不易降解,同时在近期农业生产中可能存在非法使用的现象,致使目前很多农业土壤中仍有大量的 HCHs 被检出^[16]。

1.3.2 沉积速率与产沙模数 利用剖面¹³⁷Cs、HCHs 峰值深度进行沉积物断代,确认各时段沉积物所处的深度范围。各时段洼地平均沉积速率计算公式为:

$$R_1 = \frac{H_a - H_b}{T_a - T_b} \quad (1)$$

式中: R_1 为 T_a 至 T_b 时段的洼地平均沉积速率 (cm/a) (T_a 年代早于 T_b); H_a 、 H_b 分别为断代确认的沉积物深度 (cm) (H_a 深度大于 H_b); T_a 、 T_b 分别为断代确认的 H_a 、 H_b 深度处沉积物的已知年代 (a)。

对于农耕型洼地沉积物剖面(扰动沉积物剖面,如龙洞槽洼地沉积物剖面),泥沙中的¹³⁷Cs、HCHs 和下伏土壤中的¹³⁷Cs、HCHs 被耕作混合。假定犁耕深度保持不变,每年新输入泥沙将不断抬高犁耕层的分布高度^[17]。1963 年¹³⁷Cs 沉降峰被当年耕作混合于犁耕层,受耕作的混合、搅拌作用与新输入泥沙影响,沉积物剖面中¹³⁷Cs 几乎均匀分布,分布深度大于犁耕深度。因此,1963 年以来的泥沙沉积厚度应为¹³⁷Cs 均匀分布的剖面深度和犁耕深度之差^[10]。我国在 20 世纪 50 年代至 80 年代初大量生产和使用 HCHs,1983 年开始禁止。生态修复工程的实施,减少了耕地面积,林地和草地面积增加,改善了生态环境。洼地中每年新输入泥沙减少,同时泥沙中携带的 HCHs 量减少,致使沉积物剖面中 HCHs 含量减少。因此,1984 年以来的泥沙沉积厚度应为 HCHs 峰值深度和犁耕深度之差。洼地 1963 年以来的平均沉积速率 (R_2 , cm/a) 与 1984 年以来的平均沉积速率 (R_3 , cm/a) 计算公式为:

$$R_2 = \frac{D_1 - H_p}{n - 1963} \quad (2)$$

$$R_3 = \frac{D_2 - H_p}{n - 1984} \quad (3)$$

式中: D_1 为耕地剖面中¹³⁷Cs 分布深度 (cm); D_2 为耕地剖面中 HCHs 分布深度 (cm); H_p 为犁耕深度 (cm); n 为取样年份 (a)。

流域产沙模数计算公式为:

$$SSY = \frac{10000 \cdot R \cdot \gamma \cdot S}{TE \cdot A} \quad (4)$$

式中:SSY 为流域产沙模数 (t/(km² · a)); R 为某时段洼地平均沉积速率 (cm/a); γ 为土壤容重 (g/cm³); S 为洼地面积 (km²); TE 为泥沙拦截率 (%); A 为流域面积 (km²)。

对于 TE ,前人在桂林丫吉^[9]、贵州普定^[12]等地的研究认为,洼地的泥沙拦截率取值介于 70%~90%。因缺乏监测数据,参考已报道洼地泥沙拦截率和三峡库区黄冲子塘库、工农沟塘库^[18]的研究成果,劳动村洼地泥沙拦截率取 90%,龙洞槽洼地泥沙拦截率取 80%。劳动水库周边在 20 世纪 70 年代扩建时局部硬化过,同时水库蓄水量大使汛期泄洪排沙量少,泥沙拦截率较高,故劳动村洼地泥沙拦截率取值大于龙洞槽洼地。

2 结果与分析

2.1 沉积物剖面¹³⁷Cs 比活度、HCHs、有机质、黏粒含量及容重

2.1.1 耕地型洼地沉积物剖面 龙洞槽洼地沉积物剖面¹³⁷Cs 比活度、HCHs、有机质、黏粒含量及容重的深度分布见图 3。¹³⁷Cs 比活度范围为 0.70~4.54 Bq/kg。0—40 cm 深度范围内比活度较高且相对均匀,具有典型耕作扰动的堆积泥沙剖面特征。因此,剖面中¹³⁷Cs 分布深度确定为 40 cm,其与犁耕深度之差为 1963 年以来的泥沙沉积厚度。该层位之下,¹³⁷Cs 比活度迅速降低并接近于 0。

HCHs 含量范围为 0.42~2.15 μg/kg,其峰值深度出现在 25—40 cm 土层处,此层向上、向下 HCHs 含量均呈减少趋势,50 cm 深度以下未检出。由此确定 25 cm 层位可以作为 1983 年我国开始禁止使用 HCHs 的断代时标,其与犁耕深度之差为 1984 年以来的泥沙沉积厚度。土壤剖面上层有机质和黏粒分布较均匀,这是因为常年翻耕,土壤在耕作过程中被混合均匀。40 cm 深度之下,随土层深度增加有机质、黏粒含量下降,容重增大。

炮台院子洼地沉积物剖面¹³⁷Cs 比活度、HCHs、有机质、黏粒含量及容重的深度分布见图 4。¹³⁷Cs 比活度范围为 0~0.69 Bq/kg, HCHs 含量范围为 0~0.83 μg/kg,两者均仅有个别层位检出,不存在明确的¹³⁷Cs、HCHs 断代时标。可能是由于落水洞的存在,早期沉降在洼地土壤中的¹³⁷Cs、农业活动施用的 HCHs 与汇入洼地的泥沙从落水洞排出。剖面中,有机质、黏粒含量分布较均匀,随土层深度增加容重整体呈增加趋势。

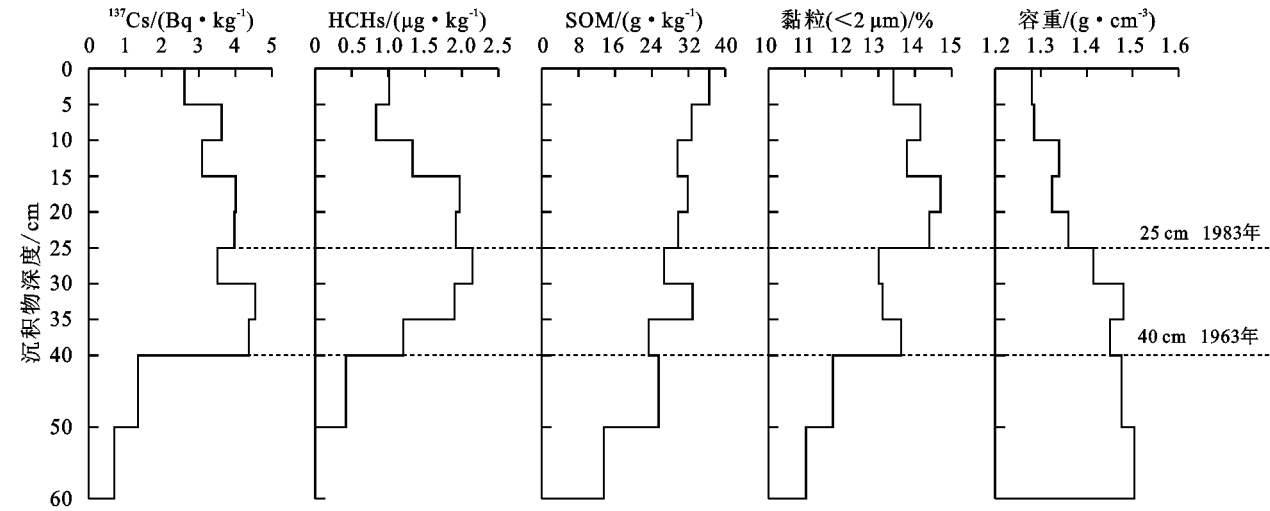


图 3 龙洞槽洼地沉积物剖面¹³⁷Cs、HCHs、有机质、黏粒和容重深度分布

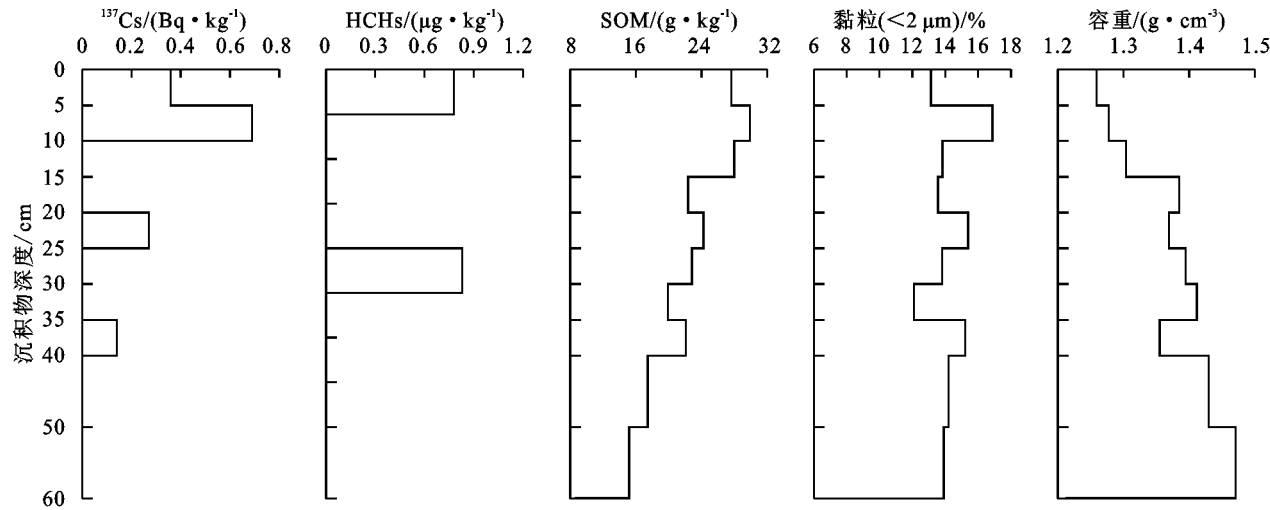


图 4 炮台院子洼地沉积物剖面¹³⁷Cs、HCHs、有机质、黏粒和容重深度分布

利用¹³⁷Cs 示踪法进行沉积速率研究的岩溶洼地有许多限制要求。例如,落水洞被堵塞,只有少量泥沙从落水洞流走。此外,洼地雨季排水不畅,滞水时间长,以致在此期间流域侵蚀产生的大多数泥沙都沉积于洼地中,泥沙拦截率高,如已报道的石人寨洼地^[12]、常家洼洼地^[17]。炮台院子洼地小流域除坡面流失土壤处,还包括洼地中的部分土壤可通过落水洞流入地下河系统,这与落水洞在洼地底部堆积区所处的位置、洼地地下水与地下河系统动力联系等有直接关系。炮台院子洼地中发育的落水洞处于洼地底部汇水区,位于地下河系统的上游,同时区域已完善沟道排洪设施布设,径流可通过沟道经落水洞从地下河系统排出,这与魏兴萍^[4]研究结果一致。因此,此类型洼地小流域无法利用¹³⁷Cs、HCHs 深度分布求算洼地泥沙沉积速率与流域产沙模数,大量的沉积物从落水洞汇入到地下河系统,对于评估生态修复工程缓解水土流失方面的成效受到很大限制。

2.1.2 林地型洼地沉积物剖面 劳动村洼地¹³⁷Cs 比

活度、HCHs、有机质、黏粒含量及容重的深度分布见图 5。剖面中,¹³⁷Cs 比活度范围为 0.25~4.10 Bq/kg,其最大蓄积峰出现在 20 cm 深度处,此层向上、向下¹³⁷Cs 比活度均呈减少趋势,该峰值可以作为 1963 年时标。25—35 cm 土层深度处¹³⁷Cs 比活度范围为 0.25~0.29 Bq/kg,此层可看作¹³⁷Cs 开始沉积之前的背景值。

HCHs 含量范围为 0.77~0.97 μg/kg,10—25 cm 土层深度处含量大,该层位向上 HCHs 含量逐渐下降,25 cm 深度以下未检出。结合 HCHs 在我国的生产、使用历史,10 cm 深度处的 HCHs 含量可以作为 1983 年我国开始禁止使用 HCHs 的断代时标。剖面中,¹³⁷Cs 峰值层的黏粒含量高;随土层深度增加,有机质含量降低,容重增大,黏粒含量变化不大。

总体而言,炮台院子洼地沉积物剖面¹³⁷Cs、HCHs、有机质、黏粒含量及容重深度分布较龙洞槽洼地、劳动村洼地复杂,其中炮台院子洼地沉积物剖面¹³⁷Cs、HCHs、有机质数值较小。这在一定程度上反映了落水洞的发育对炮台院子洼地沉积物剖面影响较大。

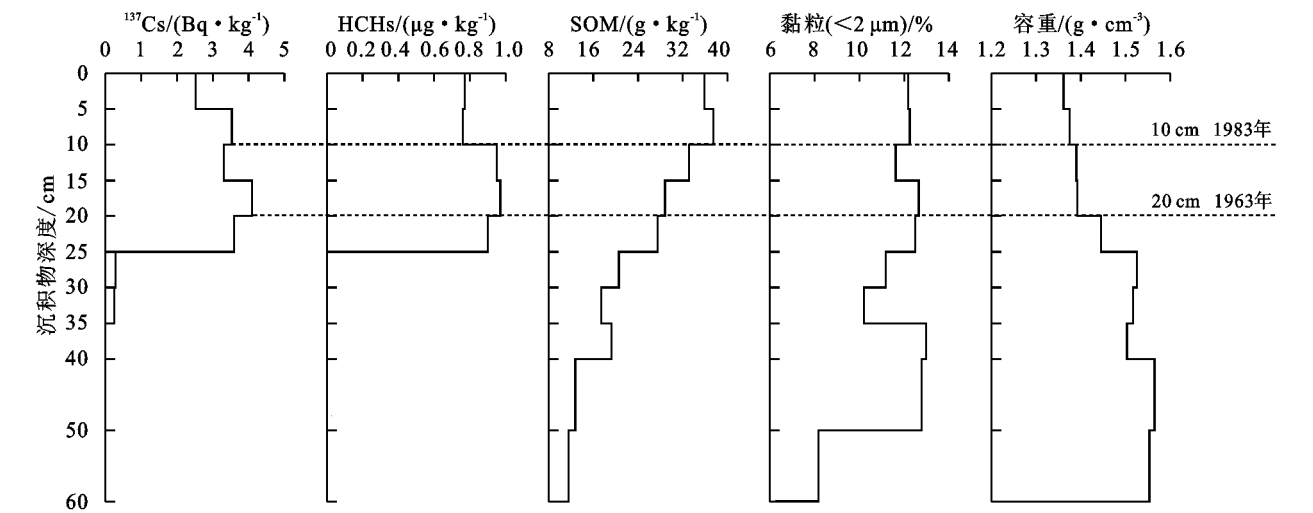


图 5 劳动村洼地沉积物剖面¹³⁷Cs、HCHs、有机质、黏粒和容重深度分布

2.2 洼地沉积速率与流域产沙模数

2.2.1 龙洞槽洼地沉积速率与流域产沙模数 根据¹³⁷Cs、HCHs 深度分布特征,可确定剖面 40 cm 土层深度处沉积物对应的年代为 1963 年,25 cm 土层深度处沉积物对应的年代为 1983 年,1963—1983 年洼地沉积物沉积厚度为 15 cm。根据沉积物定年结果,将龙洞槽洼地过去 57 年的沉积过程划分为 2 个时段,即:1963—1983,1984—2019 年。实地考察发现,当地农民一般用锄头进行耕种,洼地的犁耕深度约 15 cm。龙洞槽洼地沉积泥沙的实测容重值变化范围为 1.28~1.50 g/cm³,取各时段土层所处深度范围的土壤容重的平均值,应用公式(1)~(4),计算得到 1963—2019 年 2 个时段洼地平均沉积速率和流域产沙模数(表 1)。从 1963—1983 年

(231.78 t/(km² · a))至 1984—2019 年(82.04 t/(km² · a)),流域产沙模数显著减少。与 1963—1983 年相比,1984—2019 年流域产沙模数减小 64.60%。

2.2.2 劳动村洼地沉积速率与流域产沙模数 根据沉积物定年结果,将劳动村洼地过去 57 年的沉积过程划分为 2 个时段,即:1963—1983,1984—2019 年。水库沉积泥沙的实测容重值变化范围为 1.36~1.57 g/cm³,取各时段土层所处深度范围的土壤容重的平均值,应用公式(1)与公式(4),计算得到 1963—2019 年 2 个时段洼地平均沉积速率和流域产沙模数(表 1)。劳动村洼地小流域各时段产沙模数介于 39.46~68.79 t/(km² · a)。与 1963—1983 相比,1984—2019 年流域产沙模数减小 42.63%。

表 1 不同时期洼地沉积速率和流域产沙模数

流域名称	年份	沉积物 深度/cm	沉积速率/ (cm · a ⁻¹)	土壤容重/ (g · cm ⁻³)	沉积 总量/t	流域产沙模数/ (t · km ⁻² · a ⁻¹)
龙洞槽 洼地小流域	1984—2019	10	0.28	1.318	1417.73	82.04
	1963—1983	15	0.71	1.448	2336.36	231.78
	1963—2019	25	0.44	1.396	3754.09	137.21
劳动村 洼地小流域	1984—2019	10	0.28	1.368	1202.73	39.46
	1963—1983	10	0.48	1.391	1222.06	68.79
	1963—2019	20	0.35	1.380	2424.79	50.28

自然和人为事件均可影响到流域侵蚀产沙,气候变化尤其降水变化和土地利用方式、水土保持措施等人类活动被认为是影响流域产沙量变化的 2 个主要原因^[19]。从重庆市气象局获取 1961—2019 年璧山、沙坪坝、北碚区气象站日降雨记录数据。1961—2019 年期间,璧山、沙坪坝、北碚年降水量、年际大雨/暴雨频率在时间序列上具有相同的变化趋势(图 6)。对年降水量与年大雨/暴雨频率进行相关性分析显示,年降水量与年大雨/暴雨频率呈极显著正相关关系

($P < 0.01$)。与 1963—1983 年时段相比,1984—2019 年时段年平均降水量无明显变化,年降水量、年际大雨/暴雨频率变率增加,极端降雨事件的增加,可能会加剧流域水土流失。但是,1984—2019 年时段 2 个洼地小流域产沙模数均显著减小。这表明,流域产沙模数减小主要受土地利用方式、水土保持措施等人类活动影响。在非岩溶地区也发现了类似的结果,以黄河为例,在过去的 60 年里,黄河沿岸主要测站的年输沙量都呈显著下降趋势,这部分是由于气候变化

(尤其是降水),更重要的是由于人类活动^[19]。长江年输沙量在过去几十年呈现出减少的趋势,人类活动对沉积物排放量减少的贡献为 86%^[20]。

2 个洼地小流域近 60 年来的产沙模数变化趋势相似,产沙模数均减小。这一趋势反映了 2 个小流域相似的生态环境和人类活动演变历史及其产沙强度响应特征,表明流域生态环境得到明显改善。前期因“大跃进”“文化大革命”期间林木被任意砍伐和片面执行“以粮为纲”的农业发展方针,使流域产沙模数大。1984—2019 年时段产沙强度低,主要原因:20 世纪 80 年代中后期以坡改梯为主的小流域综合治理的

实施,2000 年以来的大规模退耕还林使流域植被覆盖得到明显提升,均有效缓解了水土流失;90 年代以来,社会经济快速发展,农村劳动力向城市转移,减少了耕作扰动;岩溶地区成土速率低,经过前期的土壤侵蚀,使得可侵蚀的土壤变少。Li 等^[21]在广西环江洼地的研究表明,20 世纪 50 年代森林或灌木林地开垦耕地的做法导致 1949—1964 年间平均产沙模数高达 6 442.63 t/(km²·a),此后因水土保持措施、退耕还林工程等,加之后期洼地沉积物来源越来越少,流域产沙模数呈减小趋势,在 1999—2015 年间产沙模数降至 72 t/(km²·a)。

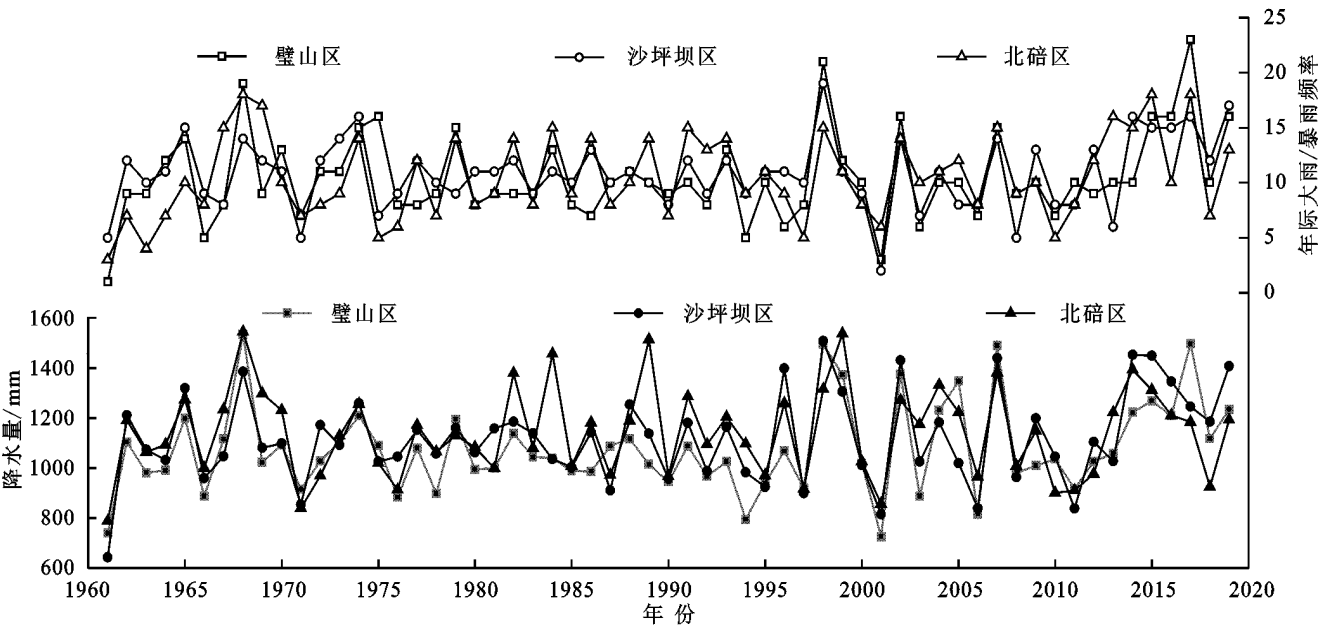


图 6 璧山、沙坪坝、北碚区 1961—2019 年的年降水量和年际大雨/暴雨频率

3 讨论

3.1 耕地型与林地型洼地沉积物剖面特征比较

龙洞槽洼地和劳动村洼地剖面的¹³⁷Cs比活度平均值分别为 3.18,2.50 Bq/kg,HCHs 含量平均值分别为 1.34,0.73 μg/kg。龙洞槽洼地沉积物¹³⁷Cs、HCHs 峰值深度和表层泥沙¹³⁷Cs、HCHs 含量均大于劳动村洼地,主要与 2 个小流域土地利用类型有关,导致土壤侵蚀强度产生差异。洼地沉积物中的¹³⁷Cs含量除大气直接沉降外,还有部分来自于流域内不同泥沙源地的侵蚀泥沙。在 20 世纪 80 年代中期生态修复工程启动前,劳动村洼地小流域林地面积占流域总面积的 50.29%,同时期龙洞槽洼地小流域耕地面积占流域总面积的 63.85%。2020 年 5 月采样时劳动村洼地小流域土地利用类型几乎均为林草地,龙洞槽洼地小流域耕地面积占流域总面积的 19.14%。各时段劳动村洼地沉积物剖面中残存的 HCHs 含量,进一步证实了流域历史上耕种面积较少,致使洼地沉积

物剖面 HCHs 含量小于龙洞槽洼地。与劳动村洼地沉积物剖面相比,龙洞槽洼地剖面黏粒、有机质含量高,容重低,这与其频繁的人为干扰和耕作有关。

3.2 洼地小流域产沙强度评价

龙洞槽洼地小流域不同时期产沙模数均大于劳动村洼地小流域,表明耕地型岩溶洼地小流域土壤流失比林地型岩溶洼地小流域土壤流失强。与非岩溶地区相比,2 个岩溶洼地小流域的产沙模数相对较低;与其他岩溶流域的产沙模数相近(表 2)。碳酸盐岩的可溶性,使得岩溶地区成土速率极低,溶解约 25 m 厚的岩层形成 1 cm 厚的土壤需要 2 000~8 000 年^[17]。由于土壤成土速率慢且土层浅薄,西南岩溶地区允许土壤流失量仅为 30~68 t/(km²·a)^[21]。龙洞槽洼地小流域高于允许土壤流失量,劳动村洼地小流域接近容许土壤流失量的上限,区域内土壤侵蚀风险依然很高,应引起重视,选择符合岩溶区岩性特点和侵蚀特点的较优水土保持模式。

表 2 其他流域产沙模数

研究区域	地貌 类型	流域面积/ km ²	流域产沙模数/ (t·km ⁻² ·a ⁻¹)	参考 文献	流域 类型
桂林丫吉	岩溶	0.43	13.68	[9]	林地型
贵州石人寨	岩溶	0.05	2315.00	[12]	耕地型
重庆巫山	岩溶	0.12	152.00	[17]	耕地型
广西环江	岩溶	1.87	254.67	[21]	耕地型
三峡库区工农沟	非岩溶	0.09	0.06	[18]	林地型
三峡库区黄冲子		259.27	475.31		耕地型
东北黑土区	非岩溶	2.70~74.60	19.90~126.00	[22]	—
黄土高原	非岩溶	0.64~2.87	16800.00~17187.50	[23-24]	—
南方红壤区赣江	非岩溶	80940.00	237.60	[25]	—

注：—表示综合流域。

4 结 论

炮台院子洼地沉积物剖面¹³⁷Cs、HCHs 仅有个别层位检出,无法利用¹³⁷Cs、HCHs 深度分布进行沉积物断代。剖面中¹³⁷Cs 比活度、HCHs、有机质、黏粒含量及容重深度分布较龙洞槽、劳动村洼地复杂,反映了发育的落水洞对此类型洼地沉积物剖面影响大。

获取了沉积物剖面 1963 年¹³⁷Cs 沉降峰和 1983 年我国开始禁止使用 HCHs 的断代时标,分别计算了龙洞槽、劳动村洼地小流域 1963—1983,1984—2019 年 2 个时段产沙模数。

龙洞槽耕地型和劳动村林地型洼地小流域 1963—1983,1984—2019 年产沙模数分别为 231.78, 82.04 t/(km²·a)和 68.79,39.46 t/(km²·a),表明流域生态环境得到明显改善。与 1963—1983 年时段相比,该地区 1984—2019 年时段年平均降水量无明显变化,年降水量、年际大雨/暴雨频率变率增加,但 2 个小流域产沙模数均显著减小。表明近 60 年流域产沙强度主要受土地利用方式、水土保持措施等人类活动控制。

龙洞槽洼地剖面¹³⁷Cs、HCHs 峰值,表层泥沙¹³⁷Cs、HCHs 数值和不同时期流域产沙模数均明显大于劳动村洼地,主要是由 2 个洼地分别控制的耕地型与林地型小流域在人类活动影响下产沙强度的差异所致。此外,¹³⁷Cs 和 HCHs 相结合的示踪方法可用于开展西南岩溶流域侵蚀产沙历史研究,为今后研究岩溶洼地沉积速率和流域产沙模数提供一种新的思路。

参考文献：

[1] Panagos P, Borrelli P, Poesen J, et al. The new assessment of soil loss by water erosion in Europe [J]. Environmental Science and Policy, 2015, 54:438-447.

[2] 王权,李阳兵,胡先培,等.岩溶槽谷区坡耕地利用的时空演变特征及驱动机制[J].生态与农村环境学报,2020,

36(1):53-61.

[3] 李汇文,王世杰,白晓永,等.气候变化及生态恢复对喀斯特槽谷碳酸盐岩风化碳汇的影响评估[J].生态学报, 2019, 39(16):6158-6172.

[4] 魏兴萍.岩溶槽谷区水土流失特征及机理研究[D].重庆:西南大学,2011.

[5] 吴泽,蒋勇军,姜光辉,等.中梁山岩溶槽谷区不同土地利用方式坡地产流规律[J].生态学报, 2019, 39(16): 6072-6082.

[6] 陈飞,周德全,白晓永,等.典型喀斯特槽谷区石漠化时空演变及未来情景模拟[J].农业资源与环境学报, 2018, 35(2):174-180.

[7] 操玥,王世杰,白晓永,等.喀斯特槽谷区土壤侵蚀时空演变及未来情景模拟[J].生态学报, 2019, 39(16):6061-6071.

[8] 李建明,王志刚,王爱娟,等.退耕还林恢复年限对岩溶槽谷区石漠化土壤物理性质的影响[J].农业工程学报, 2020, 36(1):99-108.

[9] 李豪,张信宝,文安邦,等.喀斯特峰丛洼地泥沙堆积的¹³⁷Cs 示踪研究:以丫吉试验场为例[J].地球与环境, 2016, 44(1):57-63.

[10] Bai X Y, Zhang X B, Long Y, et al. Use of ¹³⁷Cs and ²¹⁰Pbex measurements on deposits in a karst depression to study the erosional response of a small karst catchment in Southwest China to land-use change [J]. Hydrological Processes, 2013, 27(6):822-829.

[11] 吴韦,蒋勇军,贾亚男,等.典型岩溶槽谷区土壤水 δD 和 δ¹⁸O 时空分布特征:以重庆市中梁山岩溶槽谷为例[J].环境科学, 2018, 39(12):5418-5427.

[12] 张信宝,白晓永,刘秀明.洼地沉积的¹³⁷Cs 法断代测定森林砍伐后的喀斯特小流域土壤流失量[J].中国科学:地球科学, 2011, 41(2):265-271.

[13] 张信宝,白晓永,李豪,等.西南喀斯特流域泥沙来源、转移、平衡的思考:基于坡地土壤与洼地、塘库沉积物¹³⁷Cs 含量的对比[J].地球与环境, 2017, 45(3):247-258.

na,2010,83:135-147.

[14] Miao C, Ni J, Borthwick A G L, et al. A preliminary estimate of human and natural contributions to the changes in water discharge and sediment load in the Yellow River [J].Global and Planetary Change,2011,76(3):196-205.

[15] 赵阳,张晓明,曹文洪,等.北京水源地变化环境下的流域径流响应研究[J].应用基础与工程科学学报,2016,24(1):22-33.

[16] 任宗萍,马勇勇,王友胜,等.无定河流域不同地貌区径流变化归因分析[J].生态学报,2019,39(12):4309-4318.

[17] 冉大川,姚文艺,李占斌,等.不同库容配置比例淤地坝的减沙效应[J].农业工程学报,2013,29(12):154-162.

[18] 刘晓燕,杨胜天,王富贵,等.黄土高原现状梯田和林草植被的减沙作用分析[J].水利学报,2014,45(11):1293-1300.

[19] 高海东,刘晗,贾莲莲,等.2000—2017 年河龙区间输沙量锐减归因分析[J].地理学报,2019,74(9):1745-1757.

[20] 中华人民共和国水利部水文局.中华人民共和国水文年鉴:黄河流域水文资料[M].郑州:黄河水利委员会,1952—2015.

[21] 中华人民共和国水利部.中国河流泥沙公报[M].北京:中国水利水电出版社,2016—2018.

[22] 谢云,刘宝元,章文波.侵蚀性降雨标准研究[J].水土保持学报,2000,14(4):6-11.

[23] 魏艳红.延河与皇甫川流域典型淤地坝淤积特征及其对输沙变化的影响[D].陕西 杨凌:中国科学院教育部水土保持与生态环境研究中心,2017.

[24] 刘晓燕.黄河近年水沙锐减成因[M].北京:科学出版社,2016:125-126.

(上接第 37 页)

[14] 林田,李军,李可昌,等.广东新丰江水库 XFJ-1 孔 DDTs 和 HCHs 的沉积记录[J].湖泊科学,2010,22(2):215-220.

[15] 李平阳.广西北部湾沉积物高分辨率有机地球化学记录研究[D].南宁:广西大学,2014.

[16] 张媚,孙玉川,谢正兰,等.岩溶地下河系统中有机氯的分布特征与来源分析[J].环境科学,2016,37(9):3356-3364.

[17] 裴曾莉,龙翼,张云奇,等.近 100 年喀斯特槽谷区洼地沉积速率与流域产沙强度[J].水土保持学报,2020,34(2):23-29.

[18] 俱战省,严冬春,文安邦,等.塘库沉积的¹³⁷Cs 法断代测定三峡库区小流域产沙量[J].地球与环境,2018,46(1):76-81.

[19] Wang S, Fu B J, Piao S L, et al. Reduced sediment transport in the Yellow River due to anthropogenic changes [J].Nature Geoence,2015,9:38-41.

[20] Zhao Y F, Zou X Q, Gao J H, et al. Quantifying the anthropogenic and climatic contributions to changes in water discharge and sediment load into the sea:A case study of the Yangtze River,China [J].Science of the Total Environment,2015,536:803-812.

[21] Li Z W, Xu X L, Zhang Y H, et al. Reconstructing recent changes in sediment yields from a typical karst watershed in southwest China [J].Agriculture,Ecosystems and Environment,2019,269(1):62-70.

[22] 盛美玲,方海燕,郭敏.东北黑土区小流域侵蚀产沙 WaTEM/SEDEM 模型模拟[J].资源科学,2015,37(4):815-822.

[23] 王夏青,夏梦婷,许建伟,等.黄土高原北部丘陵沟壑区近 160 年土壤侵蚀量演变及其对 ENSO 事件的响应[J].地理科学,2019,39(7):1174-1183.

[24] Zhao G G, Klik A, Mu X M, et al. Sediment yield estimation in a small watershed on the northern Loess Plateau, China [J].Geomorphology,2015,241:343-352.

[25] 景可,焦菊英,李林育,等.中国南方红壤丘陵区土壤侵蚀量与泥沙输移比研究[J].水利学报,2010,41(12):1476-1482.