

# <sup>137</sup>Cs示踪法研究青藏高原草甸土的土壤侵蚀

李元寿<sup>1,2</sup>, 王根绪<sup>2</sup>, 王军德<sup>3</sup>, 王一博<sup>3</sup>, 吴青柏<sup>1</sup>

(1 中国科学院寒区旱区环境与工程研究所寒旱区流域水文及应用生态实验室 冻土工程国家重点实验室, 甘肃 兰州 730000  
2 中国科学院水利部成都山地灾害与环境研究所, 四川 成都 610041; 3 兰州大学资源与环境学院, 甘肃 兰州 730000)

**摘要:** 运用<sup>137</sup>Cs示踪法对青藏高原高寒草甸典型的两个小流域的土壤侵蚀进行了研究。结果表明: 高寒草甸植被区的土壤<sup>137</sup>Cs在土壤剖面中呈指数型分布, 分布深度一般在20 cm左右; 坡顶部由于风蚀、冻融侵蚀和水蚀较强, 致使侵蚀强于下部, 除坡顶部外其他坡位侵蚀强度都符合坡上部<坡中部<坡下部的规律; 高寒草甸植被覆盖度与土壤侵蚀强度呈显著的负相关关系( $p < 0.01$ ), 土壤平均侵蚀模数随植被覆盖度的增加呈线性降低的趋势, 相关系数 $R^2$ 达到0.997以上。高寒草甸退化程度越高, 土壤侵蚀越强。退化较强的草甸区的平均侵蚀模数是退化较弱区的2.23倍, 最大侵蚀模数可达2960.22 t/(km<sup>2</sup>·a)。

**关键词:** <sup>137</sup>Cs示踪技术; 土壤侵蚀; 高寒草甸; 青藏高原

**中图分类号:** Q142.6

**文献标识码:** A

青藏高原草甸土主要分布在高寒草甸草地, 高寒草甸为青藏高原最主要的植被类型, 面积可达 $1.2 \times 10^8 \text{ km}^2$ 。近40 a来, 青藏高原平均温度线性上升率为 $0.16 \text{ }^\circ\text{C}/(10 \text{ a})$ 和冬季温度上升率达 $0.32 \text{ }^\circ\text{C}/(10 \text{ a})$ , 青藏高原变暖趋势大于全球平均趋势<sup>[1]</sup>。气温的快速变暖导致冻土和冰川大幅度融化消失, 高寒草甸退化, 沙漠化过程呈现加快趋势<sup>[2]</sup>。尤其是黄河源区脆弱的植被土壤生态系统对区域气候变化响应强烈, 该区生态环境的变化不仅对区域可持续发展产生极大影响, 而且是造成黄河青海出境水量减少和水土流失加剧的主要原因之一<sup>[2]</sup>。黄河源区植被区域性退化严重, 草场退化达可利用面积的26%~46%, 退化速度由1970年代的3.9%增加到1990年代的7.6%, 部分草场甚至退化为毫无利用价值的次生裸地“黑土滩”, 面积可达 $2.13 \times 10^6 \text{ km}^2$ <sup>[3]</sup>。近15 a来, 黄河源区高寒草甸草地生态系统退化剧烈, 低覆盖的高寒草原和高

寒草甸草地面积大幅度扩大了36.27%和13.16%, 高覆盖的高寒草原和高寒草甸草地面积减少23.65%和6.85%<sup>[4]</sup>, 这种变化也严重影响着黄河源区水资源的变化。

已有初步的研究表明<sup>[5,6]</sup>, 草地植被覆盖的变化与森林覆盖变化相似, 伴随着大量的表土流失, 大大的加速了土壤退化的进程。江河源区以植被退化和土地荒漠化为代表的生态环境变化, 已引起社会的广泛关注<sup>[1-4,7]</sup>, 对该区土壤侵蚀速率的准确测定, 可以为今后“三江源”的生态保护和恢复提供重要的科学依据。在这方面, 目前采用的研究方法主要有: 测量学方法、遥感研究方法、水文学方法(径流小区)、土壤学方法、地球化学方法即稀土元素示踪法(REE)、放射性核素示踪法(<sup>137</sup>Cs法等)和矿物分析法<sup>[7]</sup>等。其中, <sup>137</sup>Cs示踪技术方法近些年已被广泛地应用于土壤侵蚀研究中<sup>[7-16]</sup>, 其简便、精确、可靠、易操作、定量描述土壤侵蚀速率等特征, 极利

收稿日期(Received date): 2006-02-28; 改回日期(Accepted): 2006-09-10。

基金项目(Foundation item): 国家自然科学基金项目(30270255); 中国科学院知识创新重大工程(K2CX1-SW-04); 中国科学院“百人计划”2004山地所项目; 中国科学院寒区旱区环境与工程研究所冻土工程国家重点实验室2005年开放基金项目(SKLFSE200501)共同资助。[The project was supported by the Natural Science Foundation of China(No. 30270255), the key Innovation Project of the Chinese Academy of Science(No. K2CX1-SW-04), the “Hundred People” 2004 Project Institute of Mountain Hazard and Environment of the CAS, the Foundation of State Key Laboratory of Frozen Soil Engineering CAKEERZ, CAS(N. SKLFSE200501)]

作者简介(Biography): 李元寿(1972-), 男(汉族), 甘肃民乐人, 博士生, 主要从事寒旱区水文环境的研究。E-mail: yshl@lzb.ac.cn [Li Yanshou(1972-), male(Han nationality), Ph.D. candidate, mainly engaged in ecology hydrology environment in the cold and areas]

于在边远山区和建立观测站困难的地区应用,且在理论和技术上均较为成熟。本文利用<sup>137</sup>Cs示踪技术方法,在高寒草甸分布较为典型的黄河源区选择了纳通河和垮热洼尔玛河两个小流域为研究区,研究高寒草甸土壤侵蚀的空间分布与侵蚀状况。

## 1 试验区概况

本试验设在黄河源区达日县,位于青藏高原中东部,青海省果洛藏族自治州南部,海拔4 000~4 500 m,属于高寒半湿润气候区。所选试验区域位于达日县西南部吉迈乡的垮热洼尔玛河小流域和建设乡的纳通河小流域,前者植被保持相对完整,属于达日县内最好的草地区域,植被覆盖类型为典型的

高寒灌丛草甸,植被覆盖度在50%~95%间;后者属于草甸植被严重退化的区域,河谷两侧坡地原有植被退化为斑状分布,植被盖度在10%~85%间。研究区内年平均气温-0.1~3.5℃,年均降水量545 mm(近30 a平均),植被覆盖类型为典型的高寒灌丛和高寒草甸;区域经济活动以畜牧业为主,基本无其他土地利用方式;土壤以高山草甸土为主,比较单一,土壤土层较薄,厚度一般为30~60 cm,母质以坡积物、残积物为主,土壤粗骨性强,粒径以1~0.01 cm为主,一般占70%左右,粒径>3 mm的砾石含量一般占10%~25%。试验小流域内没有多年冻土,季节性冻土冻结时间长达150 d<sup>[17]</sup>,受冻结影响,土体较湿润。概况见表1。

表 1 <sup>137</sup>Cs样点概况  
Table 1 Characteristics of <sup>137</sup>Cs sample sites

样点编号	取样位置	经、纬度,海拔(m)	覆被状况及覆盖度
KJ上 KJ中 KJ下	达日吉迈镇垮热洼尔玛河径流场剖面	99° 37. 59E, 33° 44. 44N, H 4032	径流场内灌丛已退化为高寒灌丛草甸,灌丛建群种为高山柳 <i>salix cupularis</i> 和金露梅( <i>Potentilla fruticosa</i> ),草本为小蒿草( <i>Kobresia pygmaea</i> )、珠牙蓼( <i>Polygonum viviparum</i> )、点地梅( <i>Androsace tapete</i> )等。植被盖度达95%。根深45 cm,集中在0~25 cm
NJ上 NJ中	达日建设乡纳通河径流场剖面	99° 26. 82E, 33° 40. 45N, H 4060	径流场内高寒灌丛草甸严重退化为“黑土滩”,退化后建群优势种为白蒿筋骨草( <i>Ajuga reptans</i> )和橐吾( <i>Ligularia virgaurea</i> )等。植被盖度达5%,根深45 cm,集中在0~25 cm。
J- 01- 1~ J- 01- 6	建设乡那通河流域沟口第一条剖面线6个剖面点	99° 26. 98 E, 33° 40 22 N, 海拔由 4157降低到 4043	各点植被优势种分布有高山柳、金莲花( <i>Trollius farreri</i> )、小蒿草、点地梅、兔耳草( <i>Lagotis</i> sp.)、美丽凤毛菊( <i>Saussurea superba</i> )等,根深20~45 cm,集中在0~10、0~25 cm。各点总盖度分别为80%、20%、95%、40%、30%、70%。
J- 02- 1~ J- 02- 6	建设乡那通河流域第二条剖面线5个剖面点	99° 25. 71, E 33° 38 72 N, 海拔由 4310降低到 4093	各点植被优势种分布有高山柳、金露梅、小蒿草、珠牙蓼、白蒿筋骨草、点地梅等,根深20~50 cm,主要集中在0~30 cm。各点总盖度分别为85%、70%、30%、70%、50%。
K011- K 012- K015	吉迈镇垮热洼尔玛河流域第一条剖面线5个剖面点	99° 25. 71 E, 33° 38 72 N, 海拔由 4138降低到 4060	各点植被优势种分布有高山柳、金露梅、小蒿草、点地梅、金莲花、兔耳草、针茅草( <i>Stipa</i> sp.)、小大黄( <i>Rheum pumilum</i> )等,根深20~45 cm,灌木主要集中在0~35 cm,草本主要集中在0~10 cm。总植被盖度约为95%、70%、30%、55%、80%。
K021- K 022- K024	吉迈镇垮热洼尔玛河流域第二条剖面线5个剖面点	99° 37. 35 E, 33° 43 35 N, 海拔由 4202降低到 4057	各点植被优势种分布有高山柳、金露梅、小蒿草、点地梅、金莲花、兔耳草、针茅草( <i>Stipa</i> sp.)等,根深20~45 cm,灌木主要集中在0~35 cm,草本主要集中在0~10 cm。总植被盖度约为95%、70%、30%、55%、80%。
J基 1	建设乡基准面1个剖面	99° 25. 96 E, 33° 44 71 N, 海拔 4020	植被优势种分布有金莲花、小蒿草、独一味( <i>Lam.iphkmlis rotata</i> )等,根深20~45 cm,草本主要集中在0~10 cm。总植被盖度约为95%。
J基 2	建设乡基准面1个参考剖面	99° 25. 96 E, 33° 44 71 N, 海拔 4011	植被优势种分布有金莲花、小蒿草等,根深20~35 cm,草本主要集中在0~10 cm。总植被盖度约为95%。样点一侧为工程取土坑的自然露头剖面。

注:表内内容为几条具有综合代表性的典型样线和样点特征描述,其他几条样线没有全列出。

## 2 研究方法

### 2.1 土样的采集与测定

<sup>137</sup>Cs样品采集于2004-07~08,在达日县境内

的建设乡纳通河和吉迈镇垮热洼尔玛河两个小流域,土地利用主要是牧民放牧为主,因此在取样和分析中只按非耕作土壤考虑。在研究地块采用地形剖面法顺坡布设取样剖面线,沿剖面线按一定距离在不同覆被变化下、不同坡度的坡面上,从坡顶到坡底

平均 4~6 个取样点, 每个样点采集土壤剖面全样和土壤剖面分层样 2 种。 $^{137}\text{Cs}$  本底值取样点选取地势宽阔且较为平坦, 高寒草甸植被覆盖完好没有侵蚀也没有堆积的地方, 将所取样充分混合均匀后装袋。取样全部开挖 50~60 cm 宽剖面, 取样深度为 35~40 cm。在径流场内分别按坡上坡下两个位置取样, 每个点按 0~5 cm、5~10 cm、10~20 cm、20~30 cm 土层取样, 其他样点的样分别按 0~10 cm、10~20 cm、20~30 cm 取样。为了减少开挖对土壤扰动的影响, 剖面开挖后, 由下至上铲去剖面表层土, 分层水平取样充分混合均匀后装入土样袋。共计剖面 35 个, 分析样品 133 个。

所有土样样品经风干后, 称重、研磨、过筛 (孔径 2.0 mm), 粒径 < 2 mm 和 > 2 mm 分别称重。剔除大颗粒及草根, 粒径 < 2 mm 的部分供  $^{137}\text{Cs}$  含量测试。 $^{137}\text{Cs}$  含量测试的土样用相同大小和材料的容器盛装, 每个土样重约 380 g 在中国科学院兰州近代物理研究所核结构实验室用  $\gamma$  谱仪进行测试。 $^{137}\text{Cs}$  的含量用其 661.6 keV  $\gamma$  射线的全峰面积计算, 测试仪器为美国坎培拉公司 (ORTEC) 生产的高纯锗 (High Pure Ge) 探测器 (GEM-40220), 经前置放大和数字转换后, 接 919 道多道分析仪 (ORTEC), 采用道边界法测定获取。探头的灵敏体积为 100  $\text{cm}^3$ , 对  $^{60}\text{Co}$  1.33 MeV 的  $\gamma$  射线能量分辨率为 1.9 keV, 峰康比为 50:1。仪器具有良好的稳定性, 道漂 < 1 道/月, 重复测量相对误差 > 6%, 样品测试时间为 28 800 s。

## 2.2 计算模型

在完成了  $^{137}\text{Cs}$  浓度的实验室测定后, 采用中外许多研究者论文中所用的公式<sup>[17-16]</sup> 分别进行了初步测算, 发现  $^{137}\text{Cs}$  强度变异较大, 且不同公式之间所得的结果差异也大。通过综合分析研究认为, 这种差异一方面是由于各人所选取的研究对象以及研究内容不同所造成, 另一方面由于该研究区域属高寒草甸区, 冻融变化比较强烈, 决定了该研究区域的特殊性。因此经过筛选认为对本研究区的侵蚀量<sup>[8-12]</sup>和堆(沉)积量<sup>[9]</sup>进行分别计算, 沉积最大年份采用 1963 年较为合适。筛选后的计算公式如下

$$Cs = \sum_{i=1}^n C_i \times D_i \times D L_i \times 1000 \quad (1)$$

式中  $Cs$  表示样点  $^{137}\text{Cs}$  的强度值总量 ( $\text{Bq}/\text{m}^2$ );  $i$  为采样层数序号;  $n$  为采样层数;  $C_i$  为相应采样层数序号  $i$  的  $^{137}\text{Cs}$  浓度 ( $\text{Bq}/\text{kg}$ );  $D_i$  为相应采样层数序号  $i$  的土壤容重值 ( $\text{g}/\text{m}^3$ );  $D L_i$  相应采样层数序号  $i$

的土壤深度值 (mm)。

国内外诸多研究<sup>[5-14]</sup> 表明,  $^{137}\text{Cs}$  在非耕作土中多呈指数分布, 根据本研究区标准样点的实测结果分析亦验证这一结论。因此, 设标准剖面中  $^{137}\text{Cs}$  质量活度的垂直分布函数为

$$f(z) = a e^{-bz} \quad (a, b > 0) \quad (2)$$

式中  $f(z)$  为样地取样剖面  $^{137}\text{Cs}$  的平均面积浓度 ( $\text{Bq}/\text{m}^2$ );  $a$  为样地所在区域的  $^{137}\text{Cs}$  本底值 ( $\text{Bq}/\text{m}^2$ );  $b$  为  $^{137}\text{Cs}$  的深度衰减系数 ( $\text{mm}^{-1}$ );  $z$  为 1963 年以来的侵蚀总厚度 (mm)。

选择一个未受扰动、非蚀非积、植被覆盖的平坦土壤剖面作为标准, 建立该标准剖面中  $^{137}\text{Cs}$  质量活度与深度的函数方程  $C_{ref} = F(z)$ , ( $0 \leq z \leq H$ ), 再假设侵蚀剖面的实测  $^{137}\text{Cs}$  质量活度与深度的变化亦满足此方程  $C_t = F(z)$ , ( $h \leq z \leq H$ ), 然后解两方程, 得  $h$  与变化量  $\Delta C$  的函数关系, 以此作为估算模型。则  $^{137}\text{Cs}$  流失量  $\Delta C$  ( $\text{Bq} \cdot \text{m}^{-2}$ ) 为

$$\Delta C = C_{ref} - C_t = \int_0^H D f(z) dz - \int_h^H D f(z) dz = \int_0^h D f(z) dz \quad (3)$$

对 (2)、(3) 式联立求解可得  $t$  年来土壤侵蚀总厚度  $h$  (mm) 为

$$h = \left( -\frac{1}{b} \right) \times \ln \left| 1 - \frac{(C_{ref} - C_t) \times b}{a \times D} \right| \quad (4)$$

假定多年来每年受侵蚀的土壤厚度相同, 则  $t$  年来年均流失分布厚度  $h_r$  (mm)

$$h_r = h / (T - 1963) \quad (5)$$

$$\text{则: } E_r = D \times h_r \times 1000 \quad (6)$$

式 (3)、(4)、(5)、(6) 中:  $h$ 、 $h_r$  为  $^{137}\text{Cs}$  沉积分布总厚度和年均流失分布厚度 (mm);  $D$  为土壤容重 ( $\text{g}/\text{cm}^3$ );  $a$  为土壤表层的  $^{137}\text{Cs}$  质量活度 ( $\text{Bq}/\text{kg}$ );  $b$  为  $^{137}\text{Cs}$  质量活度垂直衰减系数 ( $\text{mm}^{-1}$ );  $z$  为土壤深度 (mm);  $E_r$  为土壤侵蚀速率即土壤侵蚀模数 [ $\text{t}/(\text{km}^2 \cdot \text{a})$ ]。  $T$  为采样年份, 本文中研究采样时间为 2004 年, 1963 年为  $^{137}\text{Cs}$  沉积的最大年份。

筛选人为运用 Lowance 的沉积模型<sup>[11]</sup>, 可较真实地估算土壤沉积量。模型为

$$\Delta C_1 = C_t - C_{ref} = D \times \Delta h \times C_s,$$

其中  $C_s = Q/M = \sum C_i \times D \times h_i / \sum D \times h_i = \sum C_i \times h_i / H$ , 所以

$$\Delta h = \Delta C_1 / (D \times C_s), \Delta h_r = \Delta h / (T - 1963) \quad (7)$$

式中  $\Delta h$ 、 $\Delta h_r$  为沉积总厚度和年均沉积厚度 (mm);  $h_i$  为剖面各层厚度 (mm);  $C_s$  为沉积剖面  $^{137}\text{Cs}$  平均质量活度 ( $\text{Bq}/\text{kg}$ );  $Q$  为剖面中  $^{137}\text{Cs}$  总量

( $\text{Bq}/\text{m}^2$ );  $M$  为剖面单位面积土壤总质量 ( $\text{kg}/\text{m}^2$ )。由 (7) 式求出  $\Delta h$  和  $\Delta h_r$  后带入 (6) 式即可求出年均沉积速率。

### 3 结果分析

$^{137}\text{Cs}$  样品经过测定, 应用上述公式计算, 对黄河源两个典型小流域不同覆被变化下的  $^{137}\text{Cs}$  总量及其变化率和土壤侵蚀率作了评估 (表 1 中所列为具有代表性的典型样线和样点特征)。

#### 3.1 $^{137}\text{Cs}$ 本底值的确定

通过分析本底值  $^{137}\text{Cs}$  总含量为  $3\,795.23\,\text{Bq}/\text{m}^2$ , 该值是一个参考值, 凡是  $^{137}\text{Cs}$  含量小于此值则

表示在该区域发生了侵蚀, 高于此值的则表示发生了沉积。由此, 沟坡侵蚀量结果用公式 (4) 和 (6) 计算得出, 沉积点的沉积量结果用公式 (6) 和 (7) 计算得出。

#### 3.2 $^{137}\text{Cs}$ 质量活度的土壤剖面分布

从  $^{137}\text{Cs}$  的测定结果来看, 各样点土壤剖面的  $^{137}\text{Cs}$  分布形式均存在着差异, 但总的来说, 在试验区两个小流域  $^{137}\text{Cs}$  的分布基本上集中在地表  $20\,\text{cm}$  以上土层。其中纳通河小流域平均有  $72.0\%$ 、垮热洼尔玛河小流域平均有  $78.2\%$ 、背景值样点有  $84.4\%$  的  $^{137}\text{Cs}$  集中分布在地表  $0\sim 10\,\text{cm}$  的表土层中。图 1 为黄河源两个小流域的采样点的多点平均值和本底值采样点  $^{137}\text{Cs}$  质量活度的分布。

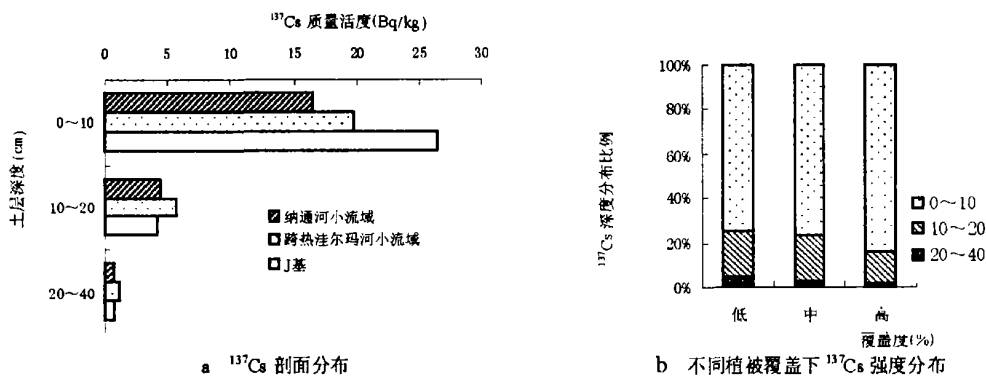


图 1  $^{137}\text{Cs}$  在土壤剖面中的分布

Fig. 1 Distribution of  $^{137}\text{Cs}$  in section plane of soil

从图 1a 中和统计结果分析可知, 在人类活动影响较小的两个小流域和本底值点的  $^{137}\text{Cs}$  在剖面中分布呈明显差异, 在  $0\sim 10\,\text{cm}$  的表土层中  $^{137}\text{Cs}$  的含量:  $\text{Cs}_{\text{纳}} < \text{Cs}_{\text{垮}} < \text{Cs}_{\text{基}}$ , 差异表现突出;  $10\sim 20\,\text{cm}$  差别甚微。这一结果表明在人为影响较小的高寒草甸区的自然表土侵蚀过程中, 其侵蚀程度的强弱导致  $^{137}\text{C}$  在  $0\sim 10\,\text{cm}$  的表土层中产生明显分异, 其下层  $10\sim 20\,\text{cm}$  的土层中的  $^{137}\text{Cs}$  分布相对均一。该结果直观的表证出纳通河小流域的侵蚀程度强于垮热洼儿玛河小流域。该研究区域的两个小流域和本底值点中, 土壤中  $^{137}\text{Cs}$  的含量随深度的增加呈现指数减少的趋势较明显, 剖面分布都符合指数模型

$$f(x)_{\text{基}} = 161.4e^{-1.819x}, R^2 = 0.99$$

$$f(x)_{\text{K}} = 88.224e^{-1.4345x}, R^2 = 0.994$$

$$f(x)_{\text{N}} = 90.479e^{-1.6045x}, R^2 = 0.988$$

式中  $f(x)_{\text{基}}$ 、 $f(x)_{\text{K}}$  与  $f(x)_{\text{N}}$  分别表示基准面、垮

热洼尔玛河小流域和纳通河小流域  $^{137}\text{Cs}$  的质量活度 ( $\text{Bq}/\text{kg}$ );  $x$  表示土层距地表的垂直距离 ( $\text{mm}$ )。

从图 1b 中将两个小流域所有样点按植被覆盖度低 (植被覆盖度  $\leq 30\%$ )、中 ( $30\% < \text{植被覆盖度} \leq 70\%$ )、高 ( $70\% < \text{植被覆盖度}$ ) 分类统计分析可知, 在  $0\sim 10\,\text{cm}$  表层土中, 高覆盖度中的  $^{137}\text{Cs}$  质量活度分布高于低中覆盖度, 在  $10\sim 40\,\text{cm}$  土层中结果则相反。表明  $^{137}\text{Cs}$  质量活度在土壤中的分布因植被覆盖度不同而产生分异, 低覆盖度的区域土壤侵蚀强烈, 导致表层  $^{137}\text{Cs}$  质量活度降低, 高覆盖度植被将  $^{137}\text{Cs}$  都拦截在表层, 不易运移到下层, 侵蚀微弱。

#### 3.3 两个小流域典型样线 $^{137}\text{Cs}$ 的分布与植物覆被状况的关系

结合表 1、2 可知, 不同地形部位土壤中  $^{137}\text{Cs}$  含量随植被覆盖类型、覆盖度、土壤类型和结构以及坡

度发生明显分异, 其中<sup>137</sup>Cs的最大值为 7 231. 6 Bq/m<sup>2</sup>, 最小值仅为 489. 57 Bq/m<sup>2</sup>, 最大值是最小值的 14. 8倍, 这反映出青藏高原高寒草甸退化区土壤侵蚀影响因素的多样性。

表 2 不同地形部位土壤中的<sup>137</sup>Cs强度

Table 2 <sup>137</sup>Cs intensity of the soil in different terrain parts

样点编号	<sup>137</sup> Cs强度 (Bq /m <sup>2</sup> )	年均侵蚀沉 积厚度 (mm /a)	平均侵蚀 模数 E <sub>r</sub> [ t/( km <sup>2</sup> • a ) ]	土壤容重 ( t/m <sup>3</sup> )
KJ上	2 497. 2	1. 6	987. 81	1. 22
KJ中	5 558. 7	0. 9	- 291 6. 57	1. 23
KJ下	1 916. 5	3. 7	1 459. 63	1. 21
NJ上	1 485. 5	1. 7	2 041. 73	1. 23
NJ中	707. 0	2. 2	2 754. 25	1. 26
NJ下	1 085. 8	1. 9	2 406. 50	1. 24
J- 01- 1~	1 406. 8	2. 3	2 132. 81	0. 946
J- 01- 6	2 895. 4	0. 9	784. 91	0. 883
	2 178. 2	2. 1	1441. 20	0. 673
	2 169. 0	1. 7	1 438. 11	0. 854
	4 485. 7	- 1. 5	- 173 8. 60	1. 197
	1 167. 6	1. 7	2 325. 88	1. 334
J- 02- 1~	1 905. 8	1. 7	1 670. 64	0. 995
J- 02- 6	3 136. 2	0. 6	571. 57	1. 021
	7 231. 6	- 4. 6	- 553 1. 54	1. 211
	2 202. 6	1. 2	1 139. 60	1. 165
	3 644. 6	0. 1	129. 59	1. 313
K011- K0	4 088. 3	- 0. 7	- 807. 38	1. 12
12- K015	3 663. 7	0. 1	113. 13	1. 22
	4 283. 9	- 1. 1	- 136 1. 56	1. 22
K021- K0	7 079. 6	- 4. 1	- 381 8. 26	0. 92
22- K024	2 289. 4	1. 1	1 318. 57	1. 19
	5 739. 7	- 3. 3	- 366 5. 17	1. 10
J基 1	3 795. 2	0	0	1. 19

注: 表内数字前的“-”表示堆积。

表中负值表示为泥沙堆积和沉积, 对照表 2和图 2可知, 不同的坡面侵蚀强度沿径流线方向均呈现明显的波动性变化趋势。在不同植被覆盖下的山

坡坡面中,<sup>137</sup>Cs的分布和土壤侵蚀与植被覆被变化有一定的相关性, 即在同一个坡面上, 沿径流线方向, 植被覆盖度高的坡面小区域的土壤侵蚀模数一般小于植被覆盖度低的坡面小区域。随着植被覆盖度增加, 土壤侵蚀模数呈现降低趋势, 随着植被覆盖度降低而土壤侵蚀模数呈现增加趋势, 这表明植被覆盖度为影响土壤侵蚀的重要因子之一, 揭示出高寒草甸退化程度越高, 土壤侵蚀越强。

从图 2垮热洼儿玛河小流域样线 II的分析结果可知, 尽管样点的植被盖度有所变化, 但<sup>137</sup>Cs的分布变化比较平缓。随着植被覆盖度的增加, 土壤侵蚀呈降低趋势。经分析认为, 垮热洼儿玛河整个小流域总体植被覆盖较完整, 是达日县境内最好的草地区域, 总体覆盖度在 50% ~ 90% 之间<sup>[18]</sup>, 以高山柳和金露梅为主要灌丛, 小蒿草、点地梅和针茅草等为主要草本的高寒灌丛草甸草地景观。由于取样的典型性和代表性, 个别样点覆盖度较低, 但并非是大面积的植被退化, 而仅是表层退化, 下部厚密如织的根系层并没有退化流失。在该区域的堆积是土壤侵蚀微弱,<sup>137</sup>Cs大量沉积的结果, 很好的证明了较好的植被覆盖能有效地阻止土壤侵蚀的发生。

将所有样点的土壤侵蚀模数按植被覆盖度低(植被覆盖度≤30%)、中(30% < 植被覆盖度≤70%)、高(70% < 植被覆盖度)进行归类统计分析, 求其平均值作图(图 3)。图 3中图 a b c d分别为不同植被覆盖度下侵蚀点、堆积点(绝对值)、所有样点的平均土壤侵蚀模数和侵蚀严重的纳通河小流域平均侵蚀模数, 其土壤侵蚀模数都与植被覆盖度呈显著的线性相关分布。由图 3和线性分布关系式可以清楚的看出, 两个小流域的土壤平均侵蚀模数随植被覆盖度的增加呈线性降低的趋势, 其堆积点

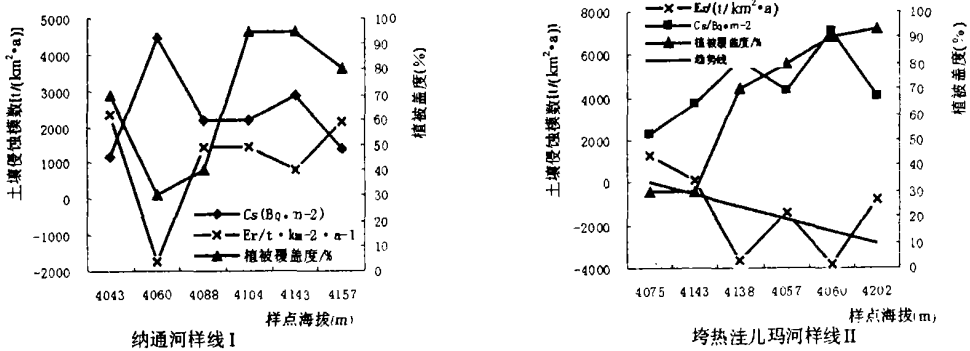


图 2 <sup>137</sup>Cs的分布及侵蚀模数与覆被海拔的关系

Fig 2 <sup>137</sup>Cs distribution, the relationship between soil erosion module and elevation and vegetation cover

的土壤平均侵蚀模数呈线性(绝对值)增加趋势,图 3b 中  $R^2 = 0.8061$  结合图 2 可以表明尽管统计结果没有达到极显著水平,但已揭示出中高植被覆盖度的土壤侵蚀低于低覆盖度的,偏于堆积状态。统计所有样点的土壤侵蚀量和图 3 中 c、d 可以看出,坡面上整体的土壤侵蚀量大于堆积量,纳通河小流域的土壤侵蚀量与植被盖度呈显著的线性关系,  $R^2 =$

0.9984 这主要是由于纳通河小流域植被退化强烈,流域整体植被覆盖度  $< 50\%$  [4], 导致土壤侵蚀加剧。垮热洼儿玛河小流域由于植被覆盖度较好土壤侵蚀模数与植被覆盖度之间并没有明显的相关关系,与图 1b 和图 2 中 III 反映的结果一致,高植被覆盖下的土壤侵蚀是很微弱的。

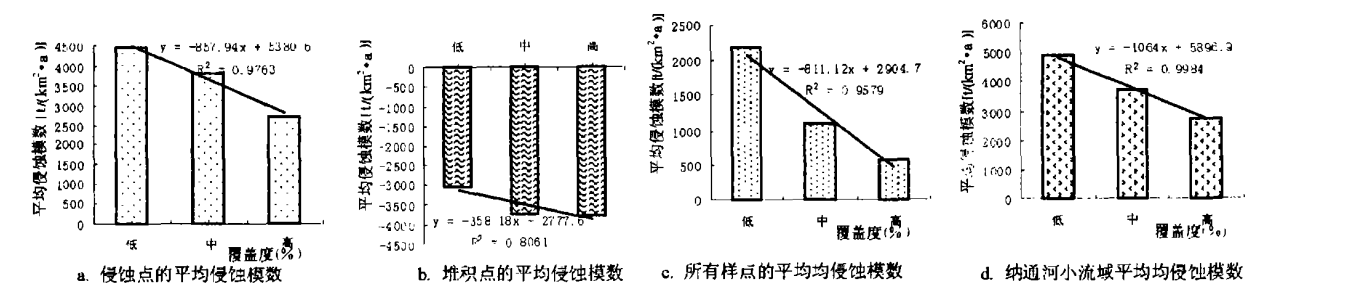


图 3 不同覆盖度与平均侵蚀模数的关系

Fig 3 The relationship between different vegetation covers and mean soil erosion module

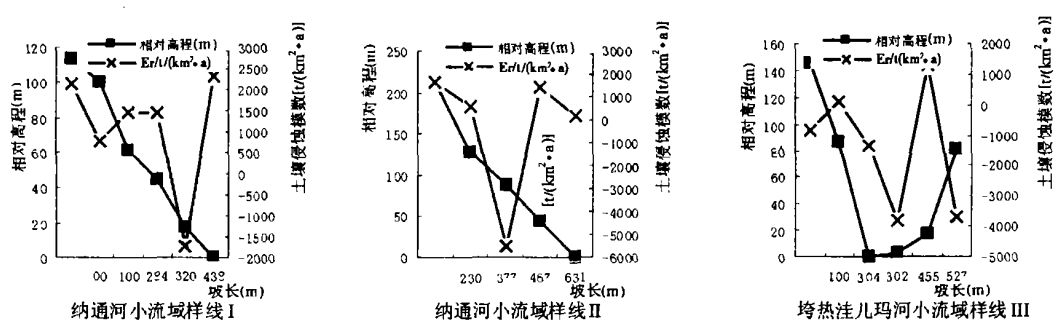


图 4  $^{137}\text{Cs}$  样点坡面空间分布位置与土壤侵蚀模数的关系

Fig 4 The relationship between  $^{137}\text{Cs}$  distribution at the different slope position and soil erosion module

### 3.4 $^{137}\text{Cs}$ 坡面空间分布与土壤侵蚀模数

相对海拔和坡长是小流域地貌空间结构的典型特征,二者的相互关系决定着坡度的大小,也是影响土壤侵蚀强度和侵蚀过程的重要因素,侵蚀的强弱在不同坡面上表现则有所不同。综合各样线上各点的侵蚀量分析,坡顶部的侵蚀量都大于以下各样点的侵蚀量这是一个独特的结果。除去坡顶点后,其他位置的侵蚀结果与杨浩、濮励杰、唐翔宇等人 [9-12,15] 在其他地区研究的结果一致,坡面各段位侵蚀强度的变化趋势都符合下述规律:坡上部  $<$  坡中部  $<$  坡下部。本试验结果很好的印证了利用  $^{137}\text{Cs}$  示踪法研究黄河源区坡面侵蚀,可以客观地描述高寒草甸典型坡面上土壤侵蚀的垂直分异现象(图 4)。

### 3.5 年均侵蚀厚度分析

经过计算和分析,两个小流域各样点年均侵蚀厚度最小为 0 最大为  $3.8 \text{ mm/a}$  多点平均为  $1.5 \text{ mm/a}$  年均沉积厚度最大为  $4.6 \text{ mm/a}$  多点平均为  $2.5 \text{ mm/a}$  纳通河小流域年均侵蚀厚度为  $0.9 \sim 2.3 \text{ mm/a}$  多点平均侵蚀厚度为  $1.8 \text{ mm/a}$  垮热洼儿玛河小流域年均侵蚀厚度为  $0.8 \text{ mm/a}$  年均沉积厚度为  $3.1 \text{ mm/a}$  客观地反映了两个小流域不同覆被状况下的侵蚀程度,纳通河小流域和垮热洼儿玛河小流域相比明显的前者侵蚀程度大于后者。根据土壤侵蚀强度分级标准 [19],该区域总体土壤侵蚀属于轻度侵蚀,局地侵蚀强烈,植被景观的斑块状和条状退化伴随着斑块状和条状的侵蚀发生。

## 4 结论与讨论

本研究所选取的研究区域在青藏高原黄河源区的两个典型的小流域, 具有较好的代表性。一些专家对黄河源区的生态环境(程国栋, 1998 王根绪等, 2000)、水环境变化(胥鹏海, 2004)、土壤水分循环与土地覆被变化(王根绪等, 2003 2004)等方面作了详尽的研究<sup>[2-4 14 18]</sup>。本研究通过<sup>137</sup>Cs示踪法揭示黄河源区坡面侵蚀, 从侵蚀的角度认识黄河源区的植被退化, 对河源区保护和恢复草地具有重要的意义。

青藏高原高寒草甸区有 72.0% ~ 84.4% 的<sup>137</sup>Cs分布在 0~ 10 cm 表土层中, 且在高植被盖度的表土层中的分布明显高于低覆盖度的, 10 cm 以下土层中的分布与上述结果相反。高寒草甸土地覆被普遍较好的垮热洼儿玛河小流域的侵蚀是很微弱的, 多点平均侵蚀模数为 715.85 t/(km<sup>2</sup>·a); 而退化严重的纳通河小流域侵蚀异常剧烈, 最大侵蚀模数可达 2 960.22 t/(km<sup>2</sup>/a), 最大堆积量可达 5 531.54 t/(km<sup>2</sup>·a), 平均侵蚀模数为 1 598.36 t/(km<sup>2</sup>·a); 平均侵蚀量后者是前者的 2.23 倍。初步认为, 在黄河源区高寒草甸覆被状况影响着坡面的侵蚀强度, 高寒草甸有很好的涵养水源、保持水土、降低土壤侵蚀的功能。

黄河源区整体的年侵蚀厚度 0~ 3.8 mm/a 多点平均侵蚀厚度为 1.5 mm/a 接近红壤丘陵区<sup>[12 15]</sup>、黄土高原区<sup>[8]</sup>和雅鲁藏布江中游地区<sup>[13]</sup>。该区域总体土壤侵蚀属于轻度侵蚀, 局地侵蚀强烈, 植被景观的斑块状和条状退化伴随着斑块状和条状的侵蚀发生。与其他区域不同的是, 黄河源区坡面的土壤侵蚀变异较大, 土壤侵蚀量从 0~ 2 960.22 t/(km<sup>2</sup>·a), 堆积量从 180.56~ 5 531.54 t/(km<sup>2</sup>·a)。上述变异和差别, 表明了该区域与其他地区土壤侵蚀之间的差别, 一方面由于该区域植被覆盖为高寒灌丛草甸和高寒草甸, 这种覆被是高水分条件的产物<sup>[4 18]</sup>, 也是河源区和青藏高原保持高水分的良好覆被形式, 植被退化后水分条件急剧下降, 导致浅根性植被死亡、生物多样性减少<sup>[20 21]</sup>、鼠害猖獗、“黑土滩”范围扩大、草场退化及边坡失稳<sup>[21]</sup>, 最终导致土壤侵蚀加剧, 水源涵养效应降低。另一方面, 该区域地处青藏高原腹地, 年均降水量 545 mm, 冻融变化异常剧烈, 该区域植被一旦退化, 水力侵蚀和

冻融侵蚀叠加风蚀, 加速了该区域的土壤侵蚀程度,<sup>137</sup>Cs很好的指示和反演了该区域独特的侵蚀现象。

致谢:<sup>137</sup>Cs室内分析由中国科学院兰州近代物理研究所甘再国研究员等人完成, 在野外取样得到了兰州大学资环学院 2003 级硕士生车骞和 2005 届本科毕业实习生李小等、占亮同学的帮助, 作者深表感谢。

## 参考文献 (References)

- [1] Shi Ya-feng Predictable gigantic environmental transform on Tibetan plateau (excerpt) [J]. *Journal of Salt Lake Research*, 2001, 9 (1): 2~3 [施雅风. 可预见的青藏高原环境大变化 (摘录) [J]. 盐湖研究, 2001, 9(1): 2~3]
- [2] Wang Gen-xu, Shen Yong-ping, Cheng Guo-dong. Eco-environmental changes and causal analysis in the source regions of the Yellow River [J]. *Journal of Glaciology and Geocryology*, 2000, 22(3): 200~205 [王根绪, 沈永平, 程国栋. 黄河源区生态环境变化与成因分析 [J]. 冰川冻土, 2000, 22(3): 200~205]
- [3] Cheng Guo-Dong. Some cognition about protection and construction of ecological condition in the source regions of the Yangtze and Yellow Rivers [J]. *Advance of Earth Science*, 1998, 13 (suppl.): 1~5 [程国栋. 关于江河源区生态环境保护与建设研究的几点认识 [J]. 地球科学进展, 1998, 13(增刊): 1~5]
- [4] Wang Gen-Xu, Ding Yong-jian, Wang Jian, et al. Land ecological changes and evolutional patterns in the source regions of the Yangtze and Yellow Rivers in recent 15 years [J]. *Acta Geographica Sinica*, 2004, 59(2): 163~173 [王根绪, 丁永建, 王建, 等. 近 15 年来长江黄河源区的土地覆被变化 [J]. 地理学报, 2004, 59(2): 163~173]
- [5] Lai R. Soil erosion and land degradation: The global risks [J]. *Adv Soil Sci*, 1990, 11: 169~172
- [6] Zhang L, Dawas W R, Reece P H. Response of mean annual evapotranspiration to vegetation change at catchment scale [J]. *Water Resources*, 2001, 37(3): 701~708
- [7] Pu L i j i e, Zhao Y a o y a n g, Jin H u a p i n g, et al. Application of <sup>137</sup>Cs as tracing method to study soil erosion on sloping lands in the hilly red soil area. — A case study in Fengcheng City, Jiangxi Province [J]. *Resources and Environment in the Yangtze Basin*, 2004, 11(6): 562~567 [濮励杰, 赵姚阳, 金平华, 等. <sup>137</sup>Cs 示踪红壤丘陵区坡地土壤侵蚀的研究——以江西丰城市为例 [J]. 长江流域资源与环境, 2004, 11(6): 562~567]
- [8] Zhang Zhi-gang, Hua Lu, et al. Research progresses on <sup>137</sup>Cs measurement in soil erosion [J]. *Capital Normal University (Nat. Sci. Ed.)*, 2003, 24(4): 82~87 [张志刚, 华璐, 冯琰, 等. 土壤侵蚀 <sup>137</sup>Cs 法研究进展 [J]. 首都师范大学学报 (自然科学版), 2003, 24(4): 82~87]
- [9] Zhang X B, Higgitt D L, Walling D E. A preliminary assessment of potential for using caesium-137 to estimate rates of soil erosion in the Loess Plateau of China [J]. *Hydrol Sci J*, 1990, 35: 243~252

- [10] Yang H, Chang Q, Du M, *et al.* Quantitative model of soil erosion rate using  $^{137}\text{Cs}$  for uncultivated soil [J]. *Soil Sci.*, 1998, 163(3): 248~257
- [11] Rogowski A S, Tamura T. Movement of Caesium - 137 by runoff erosion and infiltration on the alluvial Caprina silt loam [J]. *Health Physics*, 1965, 11: 1333~1340
- [12] Lowance R, *et al.* Erosion and deposition in a field/forest system estimated using caesium - 137 activity [J]. *J. Soil And Water Conservation*, 1988 (2) 195
- [13] Wen Anbang, Liu Shuzheng, Fan Jianrong, *et al.* Soil erosion rate using  $^{137}\text{Cs}$  technique in the middle Yalingsangpo [J]. *Soil and Water Cons.*, 2000, 14, (4): 47~50 [王安邦, 刘淑珍, 范建荣, 等. 雅鲁藏布江中游地区土壤侵蚀的  $^{137}\text{Cs}$  的示踪法研究 [J]. 水土保持学报, 2000, 14, (4): 47~50]
- [14] Xu Peng-hail, Feng Yong-zhong, Yang Gai-he, *et al.* Study on changes of water environment in source regions of Yangtse River, Yellow River, Lantsang River and its factors [J]. *Journal of Northwest Sci-Tech Univ. of Agri. And For (Nat. Sci. Ed.)*, 2004, 32(3): 10~14 [胥鹏海, 冯永忠, 杨改河, 等. 江河源区水环境变化规律及其影响因素分析 [J]. 西北农林科技大学学报 (自然科学版), 2004, 32(3): 10~14]
- [15] Tang Yu-xiang, Yang Hui, Zhao Qiu-guo, *et al.* Preliminary estimate of soil erosion rate in Haplic red soil in southern China using  $^{137}\text{Cs}$  technique [J]. *Soil and Water Cons.*, 2001, 15(3): 4~7 [唐翔宇, 杨浩, 赵其国等.  $^{137}\text{Cs}$  法估算南方红壤地区土壤侵蚀作用的初步研究 [J]. 水土保持学报, 2001, 15, (3): 4~7]
- [16] Yan Ping, Dong Guang-rong, Zhang X B, *et al.* Preliminary results of using  $^{137}\text{Cs}$  to study wind erosion in the Qinhai-Tibetan Plateau [J]. *Chinese Sciences Bulletin*, 2000, 45(2): 199~204 [严平, 董光荣, 张信宝, 等.  $^{137}\text{Cs}$  法测定青藏高原土壤风蚀的初步结果 [J]. 科学通报, 2000, 45(2): 199~204]
- [17] Zhang Sen-qi, Wang Yong-gui, Zhao Yong-zhen, *et al.* Permafrost degradation and its environmental sequence in the source regions of the Yellow River [J]. *Journal of Glaciology and Geocryology*, 2004, 26(1): 1~6 [张森琦, 王永贵, 赵永真, 等. 黄河源区多年冻土退化及其环境反映 [J]. 冰川冻土, 2004, 26(1): 1~6]
- [18] Wang Genxu, Shen Yongping, Qian Ju, *et al.* Study on the influence of vegetation change on soil moisture cycle in alpine meadow [J]. *Journal of Glaciology and Geocryology*, 2003, 25(6): 653~659 [王根绪, 沈永平, 钱鞠, 等. 高寒草地植被覆盖变化对土壤水分循环影响研究 [J]. 冰川冻土, 2003, 25(6): 653~659]
- [19] Ministry of water resources P. R. China. Standards for classification and gradation of soil erosion [Z]. Beijing: China Waterpower Press, 1997: 9~10 [中华人民共和国水利部, 土壤侵蚀分类分级标准 [Z]. 北京: 中国水利水电出版社, 1997: 9~10]
- [20] Wang Xi-hong. On the layer-belt of alpine meadow on the Qinhai-Xizang plateau [J]. *Mountain Research*, 1997, 15(2): 67~72 [王秀红. 青藏高原高寒草甸层带 [J]. 山地研究 (现山地学报), 1997, 15(2): 67~72]
- [21] Peng Xuan-ming, Wu Qian-bai, Tian Ming-zhong. The effect of groundwater table lowering on ecological environment in the headwaters of the Yellow River [J]. *Journal of Glaciology and Geocryology*, 2003, 25(6): 667~671 [彭轩明, 吴青柏, 田明中. 黄河源区地下水位下降对生态环境的影响 [J]. 冰川冻土, 2003, 25(6): 667~671]

## $^{137}\text{Cs}$ Trace Technique to Study Soil Erosion at Alpine Meadow of Tibetan Plateau

LI Yuanshou<sup>1, 2</sup>, WANG Genxu<sup>2</sup>, WANG Junde<sup>3</sup>, WANG Yibo<sup>3</sup>, WU Qingbai<sup>1</sup>

(1. Laboratory of Watershed Hydrology and Ecology & State Key Laboratory of Frozen Soil Engineering, CAREERI CAS, Lanzhou 730000, China;

2. Institute of Mountain Hazard and Environment, Chinese Academy of Sciences & Ministry of Water Conservancy, Chengdu 610041, China;

3. College of Resources & Environment, Lanzhou University, Lanzhou 730000, China)

**Abstract**  $^{137}\text{Cs}$  tracing technique to studied the soil erosion of two basins at alpine meadow of Tibetan Plateau. The results showed  $^{137}\text{Cs}$  in soil profile is exponential distributing at alpine meadow. Depth of about 20 cm in general distribution of  $^{137}\text{Cs}$ . Slope top because wind erosion, water erosion and frozen-thaw erosion is stronger than the bottom of slope. Intensity of erosion is consistent with other slope spaces erosion intensity law of other slope position all accorded with upper < middle < down. Alpine meadow cover and soil erosion is a degree of significant negative correlation. With an average of soil erosion module is a linear increase in vegetation cover degrees lower trend, that correlation coefficients is  $R^2 = 0.997$ . Alpine meadow higher degree of degradation is soil erosion more powerful. The maximal soil erosion module is  $2\,960.22\text{ t}/(\text{km}^2 \cdot \text{a})$ . Degradation serious meadow areas average erosion module is 2.23 times the degradation of the weaker areas.

**Key words**  $^{137}\text{Cs}$  trace technique, soil erosion, alpine meadow, Tibetan Plateau