

青藏高原土壤可蚀性 K 值的空间分布特征

刘斌涛¹, 陶和平¹, 史展^{1,2}, 宋春风^{1,2}, 郭兵^{1,2}

(1. 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; 2. 中国科学院大学, 北京 100049)

摘要: 土壤可蚀性反映了土壤对水力侵蚀作用的敏感性, 是进行土壤侵蚀评价和预报的重要参数。收集了青藏高原 1 255 个典型土壤剖面资料, 采用模型计算和面积加权分析方法确定了每一个土壤亚类的土壤可蚀性 K 值, 结合青藏高原 1 : 100 万土壤类型图, 分析了青藏高原土壤可蚀性 K 值的空间格局特征。结果表明, 青藏高原土壤可蚀性 K 值平均为 0.230 8, 低可蚀性、较低可蚀性、中等可蚀性、较高可蚀性和高可蚀性土壤面积分别占该区面积的 5.60%, 18.23%, 24.35%, 44.02% 和 7.80%。土壤可蚀性以中等可蚀性和较高可蚀性为主, 二者分布面积之和达 1.77×10^6 km², 占青藏高原总面积的 68.37%; 较高可蚀性、高可蚀性土壤主要分布在青藏高原中西部的羌塘高原、柴达木盆地和横断山区的低海拔河谷中。青藏高原土壤可蚀性 K 值具有明显的垂直分异特征, 在横断山区最为显著, 土壤可蚀性随海拔高度升高而降低。不同海拔高度的水热分异影响了土壤的理化特性, 进而决定了青藏高原土壤可蚀性的垂直分带特征。

关键词: 土壤可蚀性; 空间分布; 海拔梯度; 土地利用; 青藏高原

文献标识码: A

文章编号: 1000-288X(2014)04-0011-06

中图分类号: P934, S157.1

DOI: 10.13961/j.cnki.stbctb.2014.04.017

Spatial Distribution Characteristics of Soil Erodibility K Value in Qinghai—Tibet Plateau

LIU Bin-tao¹, TAO He-ping¹, SHI Zhan^{1,2}, SONG Chun-feng^{1,2}, GUO Bing^{1,2}

(1. Institute of Mountain Hazards and Environment, Chinese Academy of Sciences, Chengdu 610041, China;

2. University of the Chinese Academy of Sciences, Beijing 100049, China)

Abstract: Soil erodibility is an important index to measure soil susceptibility to water erosion, and an essential parameter needed for soil erosion evaluation and soil erosion prediction. Based on 1 255 typical soil profile data, the values of soil erodibility (K values) of all the soil types on the Qinghai—Tibet Plateau were calculated by erosion-productivity impact calculator (EPIC) mathematical model and GIS. On which the weighted averages of the areas with the different values of soil erodibility are derived, and the distribution of the values of soil erodibility is analyzed based on map (1 : 1 000 000) of soil types in the Qinghai—Tibet Plateau. The results showed that the mean value of soil erodibility was 0.230 8, and the area of lower, less lower, moderate, less higher, higher erodibility soils occupied 5.60%, 18.23%, 24.35%, 44.02% and 7.80% of the Qinghai—Tibet Plateau, respectively. The total area of moderate and less higher erodibility soils is 1.77×10^6 km² which is 68.37% of the total research area. The less higher and higher erodibility soils distribute in the Qiantang Plateau, the Qaidam Basin and the valley of the Hengduan Mountains. Soil erodibility vertical variations are obvious in the Qinghai—Tibet Plateau, and especially in the Hengduan Mountains. Soil erodibility shows a decreasing trend from lower altitude to higher altitude. The physical and chemical properties of soils are affected by the water and the heat condition along an elevational gradient, and then the vertical variations of the physical and chemical properties of soils determine the vertical variations of the soil erodibility.

Keywords: soil erodibility; spatial distribution; elevational gradient; land use; Qinghai—Tibet Plateau

土壤侵蚀是全球性的生态环境问题之一, 土壤侵蚀不仅引起土壤质量不断下降, 土地退化, 耕地资源

流失等问题, 还会引起水体环境恶化, 河道淤积甚至泥石流、洪涝灾害等一些列问题^[1-3]。导致土壤侵蚀

收稿日期: 2013-03-05

修回日期: 2013-08-01

资助项目: 国家自然科学基金项目“藏北高原冷生土壤的光谱反射特征及有机质反演研究”(41201457); 中国科学院西部行动计划项目(KZCX2-XB3-08); 第一次全国水利普查水土保持情况普查项目(SBZX-SBPC-1003)

作者简介: 刘斌涛(1984—), 男(汉族), 山东省德州市人, 硕士, 助理研究员, 主要研究领域为冰缘地貌过程与生态过程、土壤侵蚀、山地垂直带谱。E-mail: lb609@163.com。

的因素有降雨、土壤、地形地貌、植被等,其中土壤自身的抗侵蚀能力是重要因子之一,国际上通常用土壤可蚀性 K 值来衡量^[4]。土壤可蚀性 K 值大小表示土壤是否易受侵蚀破坏的性能,是控制土壤承受降雨和径流分离及输移等过程的综合效应^[5]。因此,土壤可蚀性一直作为水土保持学科和土壤学科的重要研究内容之一^[6-8]。

国外从 20 世纪 30 年代便开始研究土壤可蚀性问题,并于 60 年代由 Wischmeier 等提出了具有实用价值的土壤可蚀性评价指标^[9]。Wischmeier^[10] 于 1971 又提出了 5 个主要影响土壤可蚀性因子的土壤理化性质参数,建立了利用常规土壤普查资料计算土壤可蚀性因子 K 值的关系模型。我国学者张宪奎等^[11]、张爱国等^[12]、刘宝元等^[13]、张科利等^[2] 也对土壤可蚀性因子进行了相关探讨。尽管关于土壤可蚀性估算的研究很多,但常用的方法有 Wischmeier 等^[10] 提出的方法、EPIC 模型方法^[14] 和 Shirazi 等^[15] 提出的方法。在大尺度土壤可蚀性估算与分析方面,梁音等^[4] 利用第二次土壤普查数据计算我国东部丘陵区的土壤可蚀性并制作了该区域的 K 值的空间分布图;王小丹等^[5] 计算了西藏自治区主要土壤类型的土壤可蚀性 K 值,并分析了土壤可蚀性的空间分布特征;刘吉峰等^[16] 计算并分析了青海湖流域土壤可蚀性 K 值的分布特征;岑奕等^[17] 等利用第二次土壤普查数据,计算了华中地区主要土壤的土壤可蚀性 K 值;吴昌广等^[3] 分析了三峡库区土壤可蚀性 K 值的计算方法,指出国外计算 K 值的经验公式不能照搬,可以采用几何平均粒径进行修正。这些研究都采用了我国第二次土壤普查的数据成果,对我国土壤可蚀性研究与应用具有重要的指导意义。

青藏高原地形高亢,平均海拔在 4 000 m 以上,是我国生态环境最脆弱的地区之一^[18]。同时,青藏高原水资源丰富,是我国众多大江大河的源头。近年来,由于气候变化和人类活动影响,青藏高原已经成为我国重要的水土流失地区之一^[19]。青藏高原土壤侵蚀不仅会对该区域脆弱的生态环境造成破坏,还会对我国大江大河的水沙环境造成严重影响,威胁我国的水安全和水电工程安全。因此,研究青藏高原土壤侵蚀的重要因素——土壤可蚀性对于青藏高原水土保持和生态环境保育具有重要意义。前人以对青藏高原个别区域进行研究,尚无关于青藏高原土壤可蚀性整体性的研究成果,无法揭示青藏高原整体性的土壤可蚀性分布规律,而且青藏高原地形高差悬殊,土壤垂直分异明显,有必要对青藏高原土壤可蚀性的垂直分异特征进行分析研究。本研究通过模型计算和

GIS 空间分析,对青藏高原土壤可蚀性 K 值的空间分布特征进行定量分析,旨在深入理解青藏高原土壤侵蚀的成因和分布规律,为青藏高原生态环境保护和生态安全屏障建设提供参考。

1 资料与方法

1.1 资料来源

本研究查阅了中国土壤数据库 (<http://www.soil.csdb.cn/>),《四川土种志》^[20]、《青海土种志》^[21]、《西藏自治区土种志》^[22] 等第二次土壤普查资料,共收集了 1 255 个典型土壤剖面资料。所用的土壤图来自地球系统科学数据共享服务网 (<http://www.geodata.cn/>) 提供的青藏高原区域 1:100 万土壤类型图,该数据为矢量格式,可以在 ArcGIS 软件支持下进行分析处理。研究所需的辅助数据为 SRTM 数字高程模型 (DEM) 数据,从中国科学院国际科学数据服务平台 (<http://datamirror.csdb.cn/admin/datademMain.jsp>) 获得。

1.2 土壤可蚀性 K 值估算方法

土壤可蚀性 K 值一般是针对水力侵蚀而言的。虽然,其量值会受到其它侵蚀营力 (风力、冻融) 的影响,但就区域尺度而言,其空间分布规律相对稳定。因此,在其它营力对 K 值的影响作用难以确定的前提下,采用通用的土壤可蚀性计算模型是可行。

土壤可蚀性估算模型较多,其中 EPIC 模型在我国应用较多。在第一次全国水利普查水土保持专项普查全国土壤可蚀性因子计算分析中也选用了该模型^[23]。因此,选用 EPIC 模型^[14] 中给出的土壤可蚀性 K 值估算模型,其计算公式为:

$$K = \{0.2 + 0.3 \exp[-0.0256 S_a (1 - \frac{S_i}{100})]\} \times (\frac{S_i}{C_i + S_i})^{0.3} [1 - \frac{0.25C}{C + \exp(3.72 - 2.95C)}] \times [1 - \frac{0.7S_n}{S_n + \exp(-5.51 + 22.9S_n)}] \quad (1)$$

$$S_n = 1 - S_a / 100 \quad (2)$$

式中: S_a ——砂粒 (2~0.05 mm) 含量 (%); S_i ——粉砂 (0.05~0.002 mm) 含量 (%); C_i ——黏粒 (<0.002 mm) 含量 (%); C ——有机碳含量 (%).

1.3 土壤可蚀性 K 值估算步骤

土壤可蚀性 K 值估算的主要步骤包括: (1) 从土种志、中国土壤数据库等处获取土壤剖面数据,录入数据库,建立青藏高原土壤剖面数据库; (2) 将不同土壤粒径制资料使用 3 次样条插值方法^[24] 统一转换为美国制,将土壤有机质含量转换为有机碳含量; (3) 使用公式 (1)~(2) 计算每一个土种的土壤可蚀性 K 值; (4) 根据土种和土壤亚类的隶属关系以及

面积统计数据,统计面积加权重,计算各土壤亚类的土壤 K 值的加权平均值;(5)将土壤亚类的 K 值链接到青藏高原 1:100 万土壤类型图上,制作青藏高原土壤可蚀性 K 值分布图,并将 K 值分布图转换成 $100\text{ m}\times 100\text{ m}$ 分辨率的栅格数据。

2 结果与分析

2.1 土壤可蚀性 K 值估算结果

图 1 为青藏高原土壤可蚀性 K 值的空间分布图。青藏高原土壤可蚀性平均值为 0.230 8,比青藏高原临近区域的黄土高原^[1]、川渝地区^[25]和滇东北地区^[26]土壤可蚀性 K 值略低。最高值出现在青海省东北部的淡灰钙土,土壤可蚀性值为 0.423 3。以土壤可蚀性 K 值为 0.09,0.20,0.25 和 0.30 为阈值,分别将青藏高原土壤可蚀性划分为低可蚀性、较低可蚀性、中等可蚀性、较高可蚀性和高可蚀性,则它们的面积分别为 $1.45\times 10^5\text{ km}^2$, $4.71\times 10^5\text{ km}^2$, $6.29\times 10^5\text{ km}^2$, $1.14\times 10^6\text{ km}^2$ 和 $2.02\times 10^5\text{ km}^2$,分别占青藏高原总面积的 5.60%,18.23%,24.35%,44.02%和 7.80%。可以看出,青藏高原土壤可蚀性主要以较高可蚀性和中等可蚀性为主,即土壤可蚀性值主要集中在 0.20~0.30 之间,二者分布面积达 $1.77\times 10^6\text{ km}^2$,占青藏高原总面积的 68.37%。从图 1 中可以看出,青藏高原土壤可蚀性较高可蚀性、高可蚀性区域主要分布在青藏高原中西部的羌塘高原部分、柴达木盆地的碱化盐土、沼泽盐土、草甸盐土、含盐石质土、棕钙土等地带和横断山区的低海拔河谷中,而喀喇昆仑山和青藏高原东南部的高海拔地区土壤可蚀性较低。土壤可蚀性在空间分布上具有明显的水平地带性和垂直地带性。

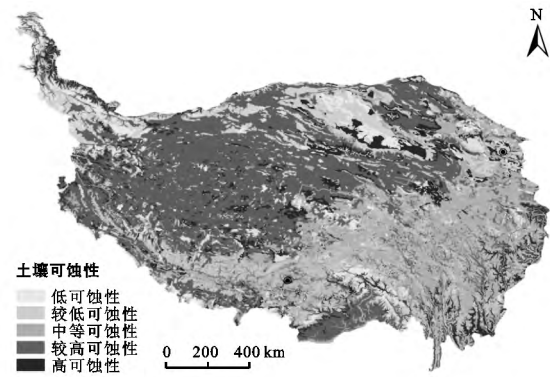


图 1 青藏高原土壤可蚀性 K 值分布

2.2 土壤可蚀性 K 值空间分异特征

从图 1 中可以看出,青藏高原土壤可蚀性的空间分异特征十分明显。为进一步分析青藏高原土壤可蚀性的空间分异特征,本研究从不同土壤区划类型和不同海拔梯度两个角度分别讨论青藏高原土壤可蚀性的空间分异特征。

2.2.1 不同土壤区的土壤可蚀性分布特征 表 1 是依据青藏高原土壤区划图^[27]中土壤大区进行的土壤可蚀性统计结果。从表 1 可以看出,各土壤大区的土壤可蚀性平均值相差不大,平均值最高的为阿里冷漠土地带,为 0.255 5;平均值最低的为青东栗钙土、灰褐土地带,为 0.196 2。综合极值变幅、标准差和变异系数 3 项指标可以看出,青东栗钙土、灰褐土地带和柴达木冷漠土、寒漠土地带土壤可蚀性空间变异最明显,这主要由于土壤大区内各土壤亚类的理化性质差异引起的。而川西藏东褐土、黄棕壤地带和川青藏接壤寒毡土地带极值变幅也非常高,由于这一地区地形垂直高差很大,因此可以说这种变异有可能是土壤可蚀性垂直分异的结果。

表 1 不同土壤区的土壤可蚀性 K 值

序号	土壤区划名称	平均值	极值变幅	标准差	变异系数
1	东喜马拉雅南翼砖红壤、黄壤、黄棕壤地带	0.244 5	0.337 8	0.069 1	0.282 5
2	川西藏东褐土、黄棕壤地带	0.224 6	0.408 0	0.057 4	0.255 3
3	川青藏接壤寒毡土地带	0.220 9	0.400 5	0.037 8	0.171 2
4	治多、那曲寒冻毡土地带	0.223 0	0.350 2	0.059 9	0.268 8
5	藏南阿嘎土、寒钙土地带	0.228 0	0.378 1	0.064 8	0.284 4
6	青东栗钙土、灰褐土地带	0.196 2	0.423 3	0.086 0	0.438 4
7	青南藏北寒冻钙土地带	0.254 5	0.341 2	0.064 5	0.253 4
8	阿里冷漠土地带	0.255 5	0.323 1	0.063 4	0.248 3
9	昆仑高寒维漠土、寒漠土地带	0.224 5	0.350 2	0.085 0	0.378 7
10	柴达木冷漠土、寒漠土地带	0.215 1	0.377 2	0.100 1	0.465 2

为进一步研究不同土壤区的土壤可蚀性特征,统计分析各个土壤区不同可蚀性等级的面积。图 2 为不同土壤区各个可蚀性等级累计百分比柱状图,从

图 2 中可以看出各个土壤区中低可蚀性和高可蚀性土壤均不占优势,相对来说柴达木冷漠土、寒漠土地带和川西藏东褐土、黄棕壤地带高可蚀性土壤占研究

区域总面积的比例稍高,分别为 14.13%和 10.14%。川西藏东褐土、黄棕壤地带、川青藏接壤寒毡土地带、治多、那曲寒冻毡土地带和青东栗钙土、灰褐土地带中等可蚀性土壤占主要地位,所占比例分别达到 47.05%,72.10%,50.69%和 39.83%;东喜马拉雅南翼砖红壤、黄壤、黄棕壤地带、青南藏北寒冻钙土地带、阿里冷漠土地带、昆仑高寒维漠土、寒漠土地带和柴达木冷漠土、寒漠土地带较高可蚀性土壤占主导地位,所占比例分别达到 57.66%,71.85%,69.83%,57.16%和 39.89%。图 3 为青藏高原各土壤区高可蚀性土壤占青藏高原全部高可蚀性土壤的百分比。从图 3 中可以看出,青藏高原高可蚀性土壤主要集中在川西藏东褐土、黄棕壤地带、青南藏北寒冻钙土地带和柴达木冷漠土、寒漠土地带,分别占 21.19%,24.18%和 24.43%。对比青藏高原土壤可蚀性分布图和 DEM 可以看出,在川西藏东褐土、黄棕壤地带和青南藏北寒冻钙土地带高可蚀性土壤集中分布在低海拔河谷之中,从一个侧面反映出青藏高原土壤可蚀性的垂直变异特征,而在柴达木冷漠土、寒漠土地带高可蚀性土壤集中分布在柴达木盆地的碱化盐土,沼泽盐土,草甸盐土,含盐石质土,棕钙土等地区。

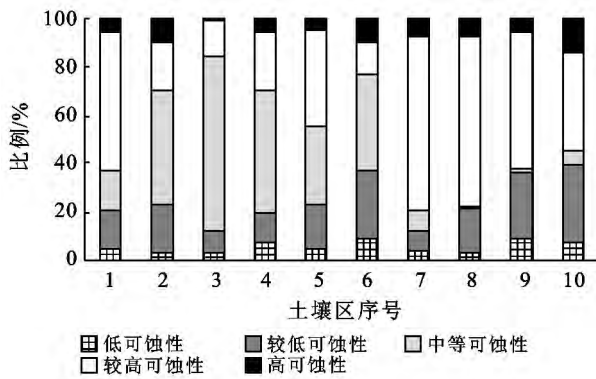


图 2 青藏高原不同土壤区各可蚀性等级土壤的比例

2.2.2 不同海拔梯度的土壤可蚀性分布特征 为进一步定量分析不同海拔梯度的土壤可蚀性特性,按照间隔 1 000 m 划分了海拔梯度,并统计每一个海拔等级的土壤可蚀性的平均值、最大值、最小值、极值变幅、标准差和变异系数等指标。表 2 为青藏高原不同海拔梯度的土壤可蚀性特征。从表 2 中可以看出,1 000~2 000 m 梯度范围土壤可蚀性平均值最高,其次为<1 000 m 梯度,这个两个梯度土壤可蚀性平均值均超过了 0.25,即平均已经达到了较高可蚀性等级。青藏高原地势高亢,只有在河谷中地势才会低于 2 000 m,因此可以说明青藏高原低海拔河谷地区土

壤可蚀性较高。3 000~4 000 m,4 000~5 000 m,5 000~6 000 m 这 3 个梯度等级土壤可蚀性介于 0.20~0.25 之间,即属于中等可蚀性等级。从图 1 中可以看出 3 000~6 000 m 海拔高度范围内的土壤可蚀性明显分为两部分,青藏高原高原东南部此海拔范围内基本属于中等可蚀性等级,而青藏高原中西部广大的羌塘高原部分此海拔范围内基本属于较高可蚀性等级。海拔高于 6 000 m 的地区土壤可蚀性等级明显降低,主要原因是该海拔范围内主要分布有寒冻土、寒漠土等土壤类型以及永久性冰雪、裸岩石砾地等类型,成土作用弱,砾石含量高,水力侵蚀已不是主要的土壤侵蚀类型。

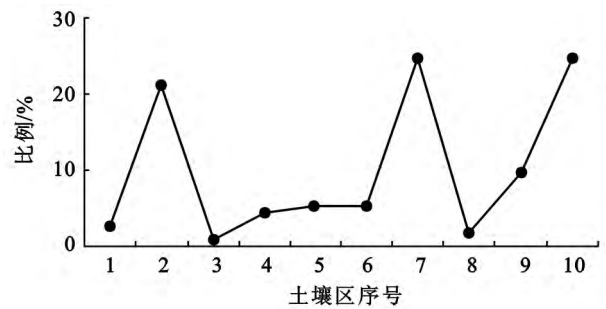


图 3 青藏高原不同土壤区高可蚀性土壤占全部高可蚀性土壤的比例

表 2 不同海拔梯度的土壤可蚀性 K 值统计特征

序号	海拔高度/m	平均值	极值变幅	标准差	变异系数
1	<1 000	0.256 6	0.306 6	0.032 3	0.125 9
2	1 000~2 000	0.273 3	0.423 3	0.051 3	0.187 8
3	2 000~3 000	0.188 2	0.423 3	0.114 3	0.607 3
4	3 000~4 000	0.233 1	0.378 1	0.070 2	0.301 0
5	4 000~5 000	0.238 7	0.378 1	0.061 4	0.257 2
6	5 000~6 000	0.226 6	0.350 2	0.074 8	0.330 3
7	6 000~7 000	0.045 6	0.323 1	0.078 3	1.716 6
8	7 000~8 000	0.058 8	0.176 1	0.083 1	1.412 7
9	≥8 000	0.139 9	0.176 1	0.071 2	0.509 0

图 4 为不同海拔梯度的不同可蚀性等级的统计特征。从图 4 中可以看出在 2 000~3 000 m 高度高可蚀性土壤占有较大比例,达到 24.37%,而其余各海拔梯度中高可蚀性土壤所占比例均较小。<1 000 m 和 1 000~2 000 m 范围内较高可蚀性土壤占有非常大的比例,分别高达 55.13%和 78.75%,说明这个梯度范围内的土壤可蚀性较高,这与王小丹等^[5]在西藏自治区的研究结论相符。海拔高于 6 000 m 的区域较低可蚀性土壤和低可蚀性区域占据主导地位,说明这个海拔高度上土壤可蚀性比较低,这与前面的分析也是一致的。然而意外的是的不同海拔梯度高可蚀性土壤占全部高可蚀性土壤的比例最高值却出现在 4 000~

5 000 m 高度范围内(图 5),其原因主要是由分布在该海拔范围的暗寒钙土($K=0.3227$)、寒原盐土($K=0.3040$)、石质土($K=0.3231$)和粗骨土($K=0.3231$)等有关,这 4 种土壤的总面积达 $1.02 \times 10^5 \text{ km}^2$ 。

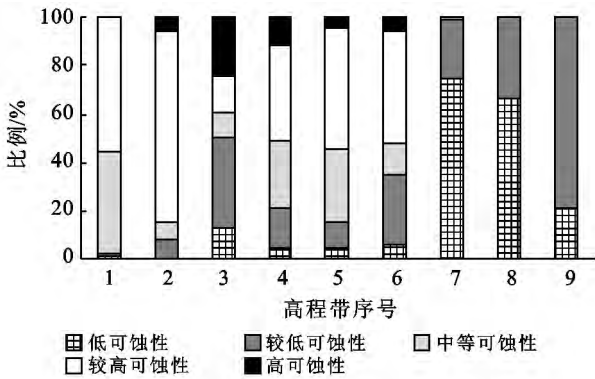


图 4 青藏高原不同海拔梯度的各可蚀性等级土壤比例

为了进一步研究青藏高原土壤可蚀性的垂直分异特征,分别在金沙江、澜沧江、雅鲁藏布江和西藏中部的冈底斯山脉分别建立了 4 个典型的剖面,分别命名为 A-A' 剖面、B-B' 剖面、D-D' 剖面和 C-C' 剖面,分别对这 4 个典型剖面的土壤可蚀性和海拔梯度进行了统计分析。从图 6 可以看出,无论是在青藏高原东南部的横断山区(A-A' 剖面、B-B' 剖面),还是在藏南谷底(D-D' 剖面)以及在青藏高原中部的羌塘高原

南部区域(C-C' 剖面)土壤可蚀性均呈现出随海拔升高而降低的趋势,这种趋势在横断山区尤为突出。结合表 2 和图 4—5,可以认为青藏高原土壤可蚀性整体上表现出随着海拔高度而降低的趋势,在 4 000 ~ 5 000 m 范围内存在一个略升高的趋势,海拔高度 > 6 000 m 以后土壤可蚀性迅速降低。出现这种现象的主要原因是横断山区土壤的垂直分异特征决定了土壤可蚀性的垂直分异特征。横断山区是我国山地土壤垂直带谱变化最复杂的地区^[28],受水热条件的区域差异影响,土壤的理化性质也表现出明显的变化特征,并进而影响了土壤可蚀性的垂直分布。土壤可蚀性的这种垂直分带特征也为建立土壤可蚀性垂直带谱奠定了基础。

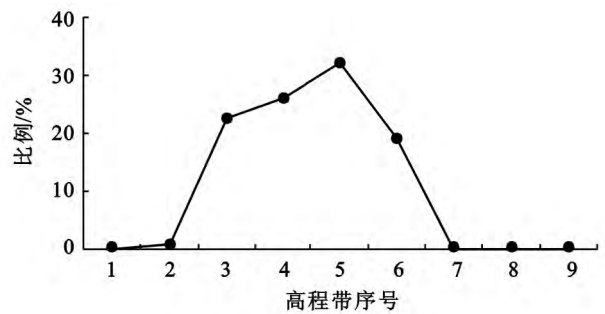


图 5 青藏高原不同海拔高可蚀性土壤占全部高可蚀性土壤的比例

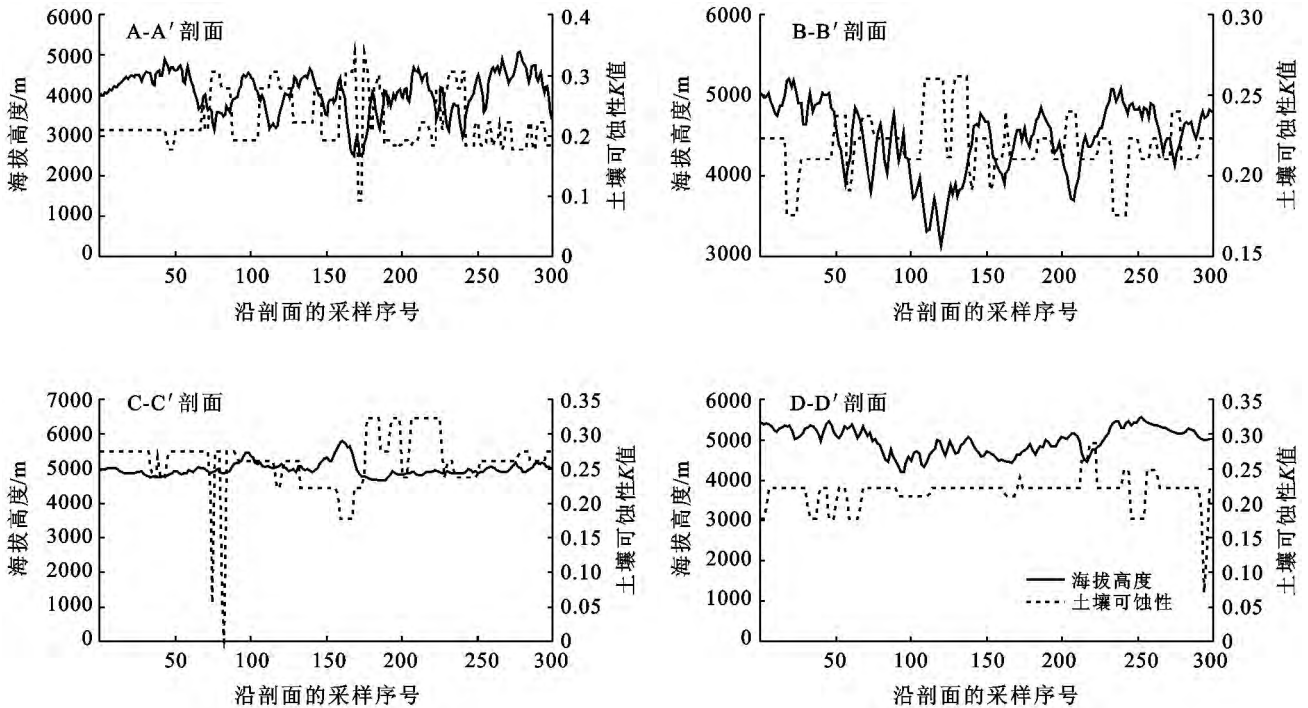


图 6 青藏高原典型土壤剖面的海拔高度与 K 值分布特征

3 结论

(1) 青藏高原土壤可蚀性平均值为 0.230 8, 属中等可蚀性等级。低可蚀性、较低可蚀性、中等可蚀性、较高可蚀性和高可蚀性土壤面积分别为 $1.45 \times 10^5 \text{ km}^2$, $4.71 \times 10^5 \text{ km}^2$, $6.30 \times 10^5 \text{ km}^2$, $1.14 \times 10^6 \text{ km}^2$ 和 $2.02 \times 10^6 \text{ km}^2$, 分别占青藏高原总面积的 5.60%, 18.23%, 24.35%, 44.02% 和 7.80%。青藏高原土壤可蚀性以中等可蚀性和较高可蚀性为主, 二者分布面积达 $1.77 \times 10^6 \text{ km}^2$, 占青藏高原总面积的 68.37%。

(2) 青藏高原高可蚀性土壤主要集中在川西藏东褐土、黄棕壤地带、青南藏北寒冻钙土地带和柴达木冷漠土、寒漠土地带, 分别占 21.19%, 24.18% 和 24.43%。青东栗钙土、灰褐土地带土壤可蚀性最低, 平均为 0.1962。

(3) 青藏高原土壤可蚀性具有明显的垂直分带特征, 1 000~2 000 m 高度土壤可蚀性最高。横断山区土壤可蚀性的垂直分异最明显, 土壤可蚀性随海拔升高而降低。土壤的垂直分带特征决定了土壤可蚀性的垂直分带特征。

[参 考 文 献]

- [1] 张科利, 蔡永明, 刘宝元, 等. 黄土高原地区土壤可蚀性及其应用研究[J]. 生态学报, 2001, 21(10): 1687-1695.
- [2] 张科利, 彭文英, 杨红丽. 中国土壤可蚀性值及其估算[J]. 土壤学报, 2007, 44(1): 7-13.
- [3] 吴昌广, 曾毅, 周志翔, 等. 三峡库区土壤可蚀性 K 值研究[J]. 中国水土保持科学, 2010, 8(3): 8-12.
- [4] 梁音, 史学正. 长江以南东部丘陵山区土壤可蚀性 K 值研究[J]. 水土保持研究, 1999, 6(2): 47-52.
- [5] 王小丹, 钟祥浩, 王建平. 青藏高原土壤可蚀性及其空间分布规律初步研究[J]. 干旱区地理, 2004, 27(3): 343-346.
- [6] 阮伏水, 吴雄海. 关于土壤可蚀性指标的讨论[J]. 水土保持通报, 1996, 16(6): 68-72.
- [7] 张向炎, 于东升, 史学正, 等. 中国亚热带地区土壤可蚀性的季节性变化研究[J]. 水土保持学报, 2009, 23(1): 41-44.
- [8] 张文太, 于东升, 史学正, 等. 中国亚热带土壤可蚀性 K 值预测的不确定性研究[J]. 土壤学报, 2009, 46(2): 185-191.
- [9] Tamlin C O, Wischmeier W H. Soil-erodibility evaluations for soil on the runoff and erosion stations[J]. Soil Science Society of American Proceeding, 1963, 27(5): 590-592.
- [10] Wischmeier W H, Johnson C B, Cross B V. A soil erodibility monograph for farmland and construction sites [J]. Journal of Soil and Water Conservation, 1971, 26(3): 189-93.
- [11] 张宪奎, 许靖华, 卢秀琴, 等. 黑龙江省土壤流失方程的研究[J]. 水土保持通报, 1992, 12(4): 1-9.
- [12] 张爱国, 陕永杰, 景小元. 中国水蚀区土壤可蚀性指数诺模图的制作与查用[J]. 山地学报, 2003, 21(5): 615-619.
- [13] 刘宝元, 张科利, 焦菊英. 土壤可蚀性及其在侵蚀预报中的应用[J]. 自然资源学报, 1999, 14(4): 345-350.
- [14] United States Department of Agriculture. EPIC-Erosion/Productivity Impact Calculator (1): Model Document; Technical Bulletin Number 1768 [M]. Washington D C: USDA-ARS, 1990.
- [15] Shirazi M A, Boerama L. A unifying quantitative analysis of soil texture[J]. 1984, 48(1): 142-147.
- [16] 刘吉峰, 李世杰, 秦宁生, 等. 青海湖流域土壤可蚀性 K 值研究[J]. 干旱区地理, 2006, 29(6): 321-326.
- [17] 岑奕, 丁文峰, 张平仓. 华中地区土壤可蚀性因子研究[J]. 长江科学院院报, 2011, 28(10): 65-68.
- [18] 郑度. 青藏高原形成环境与发展[M]. 河北 石家庄: 河北科学技术出版社, 2003.
- [19] 王根绪, 李元寿, 王一博. 青藏高原河源区地表过程与环境变化[M]. 北京: 科学出版社, 2010.
- [20] 四川省农牧厅, 四川省土壤普查办公室. 四川土种志[M]. 四川 成都: 四川科学技术出版社, 1991.
- [21] 青海省农业资源区划办公室. 青海土种志[M]. 北京: 中国农业出版社, 1995.
- [22] 西藏自治区土地管理局. 西藏自治区土种志[M]. 北京: 科学出版社, 1994.
- [23] 国务院第一次全国水利普查领导小组办公室. 第一次全国水利普查培训教材之六: 水土保持情况普查[M]. 北京: 中国水利水电出版社, 2011.
- [24] 蔡永民, 张科利, 李双才. 不同粒径制间土壤质地资料的转换问题研究[J]. 土壤学报, 2003, 40(4): 511-517.
- [25] 侯大斌. 川渝地区土壤可蚀性评价[M]. 四川 雅安: 四川农业大学, 2001.
- [26] 杨子生. 滇东北山区坡耕地土壤可蚀性因子[J]. 山地学报, 1999, 17(S): 10-15.
- [27] 中国科学院地理研究所. 青藏高原地图集[M]. 北京: 科学出版社, 1990.
- [28] 李明森. 横断山区土壤区划[J]. 山地研究, 1989, 7(1): 38-46.