

我国水蚀区坡耕地土壤分离能力的空间分布与影响因素

耿 韧^{1,2}, 张光辉², 洪大林¹, 马芊红², 金秋¹, 时元智¹

(1.南京水利科学研究院水文水资源与水利工程科学国家重点实验室,南京 210029;

2.北京师范大学地理科学学部,北京 100875)

摘要:我国水蚀区不同区域自然地理环境和土壤理化性质存在巨大差异,可能会引起土壤分离能力(D_c)的差异。然而目前大尺度上(如水蚀区) D_c 的空间分布及其影响因素的研究尚未见报道。在水蚀区依据土壤类型和土壤质地不同布设了 36 个采样点,用扰动土(代表新耕坡耕地)测定其 D_c 并分析其影响因素。结果表明,水蚀区沙漠风沙土 D_c 最大,红壤 D_c 最小, D_c 呈强度空间变异。西北黄土高原地区和南方山地丘陵区 D_c 最大。黏粒和砂粒含量适中的土壤质地 D_c 最大。水流剪切力与水流功率在模拟 D_c 方面无显著差异。 D_c 与粉粒、土壤粒径参数、阳离子交换量和土壤有机质存在显著的负相关关系,与砂粒、中值粒径、平均几何粒径和交换性钠百分比存在显著的正相关关系。水蚀区 D_c 可用水流剪切力、粉粒、阳离子交换量和土壤有机质很好地模拟($R^2=0.71$, $NSE=0.71$)。

关键词:水蚀区;土壤分离能力;空间分布;土壤理化性质;水动力学参数

中图分类号:S157.1 **文献标识码:**A **文章编号:**1009-2242(2020)03-0156-06

DOI:10.13870/j.cnki.stbxb.2020.03.024

Spatial Distribution and Influencing Factors of Soil Detachment Capacity of Sloping Farmland in Water Erosion Zone of China

GENG Ren^{1,2}, ZHANG Guanghui², HONG Dalin¹, MA Qianhong², JIN Qiu¹, SHI Yuanzhi¹

(1.State Key Laboratory of Hydrology-Water Resources and Hydraulic Engineering, Nanjing

Hydraulic Research Institute, Nanjing 210029; 2.School of Geography, Beijing Normal University, Beijing 100875)

Abstract: There are enormous differences in natural geographical environment and soil physicochemical properties in different regions of the water erosion zone in China, which may cause differences in soil detachment capacity (D_c). However, little research has paid attention to the spatial distribution of D_c and its influencing factors at large scale (such as the water erosion region). In this study, 36 sampling sites were selected in the water erosion zone according to the soil types and soil texture. D_c was measured by disturbing soils (representing freshly tilled sloping farmland) and the influencing factors were analyzed. The results showed that D_c of Aquic-Sandic Primosols was the largest, while that of Argi-Udic Ferrosols was the smallest, and D_c exhibited a strong spatial variation in the water erosion zone. The northwest Loess Plateau and the South Hilly Area had the largest D_c . The soil texture with moderate content of clay and sand had the largest D_c . There was no significant difference between shear stress and stream power in simulating D_c . D_c had a significant negative correlation with silt content, particle size parameter, cation exchange capacity and soil organic matter, and a significant positive correlation with sand content, median soil grain size, geometric mean particle diameter, and exchangeable sodium percentage. D_c in water erosion area could be well simulated by shear stress, silt content, cation exchange capacity and soil organic matter ($R^2=0.71$, $NSE=0.71$).

Keywords: water erosion zone; soil detachment capacity; spatial distribution; soil physicochemical properties; water hydraulic parameters

我国面临着严重的土壤侵蚀问题,水土流失面积为 357 万 km^2 , 占国土面积的 37.2%。在过去的 50 年中,平均每年损失 2.67 万 km^2 耕地。每年约有 50 亿 t 土壤因土壤侵蚀而流失,其中长江流域年侵蚀量

为 24 亿 t,黄河流域为 16 亿 $\text{t}^{[1]}$ 。严重的土壤侵蚀造成江河湖泊的淤积,如黄土高原的侵蚀泥沙在黄河下游河床淤积,使其河床每年抬升 8~10 cm,成为举世闻名的地上悬河^[2]。这些侵蚀泥沙主要来源于坡耕

收稿日期:2019-10-29

资助项目:国家自然科学基金项目(41907049,41530858);国家“十三五”重大研发计划项目(2017YFC0504702)

第一作者:耿韧(1990—),男,安徽阜南人,博士,工程师,主要从事土壤侵蚀与水土保持研究。E-mail:rgeng@nhri.cn

通信作者:张光辉(1969—),男,甘肃静宁人,博士,教授,主要从事土壤侵蚀与水土保持研究。E-mail:ghzhang@bnu.edu.cn

地,长江中上游坡耕地年均侵蚀量为9亿t,占全长江流域侵蚀总量的40.2%^[1],陕西省每年流入黄河的侵蚀泥沙在5亿t以上,其中40%~60%侵蚀泥沙来自坡耕地,坡耕地的水土流失问题已经到了非治理不可的地步^[1,3]。因此,进行坡耕地土壤侵蚀机理和空间分布特征的研究对于制定水土保持防治对策和评估水土保持效益具有迫切意义。

土壤侵蚀包括土壤分离、输移和沉积三大过程^[4]。土壤分离过程是土壤颗粒在径流和降雨的作用下脱离土壤颗粒的过程^[5]。土壤分离速率定义为单位时间内单位面积上土壤的流失量,其随着含沙量的增加而逐渐减小,当水流含沙量为零时,达到土壤分离能力(D_c)^[6]。 D_c 受坡面薄层水动力学参数、土壤理化性质、植物根系、土地利用的影响^[6-7]。影响 D_c 的水动力参数有坡度、水深、流量、流速、水流剪切力、水流功率、雷诺数、傅汝德数、阻力系数等^[5]。影响 D_c 的土壤理化性质有土壤机械组成、容重、黏结力、团聚体、阳离子交换量、游离的氧化铁铝、土壤有机质等^[8-9]。

我国幅员辽阔,不同区域在气候、成土母质等方面存在巨大差异,造成了土壤理化性质的不同,可能会引起土壤分离能力的变异。以往关于 D_c 的研究^[10-11]往往集中于流域尺度或坡面尺度,然而关于大尺度上 D_c 空间分布的研究尚未见报道,小尺度上 D_c 与土壤理化性质的关系能否适用于大尺度有待进一步商榷。因此,本研究在水蚀区,依据1:400万土壤类型图和第二次土壤普查的土壤质地数据,在水蚀区布设了36个采样点,研究水蚀区新耕坡耕地的 D_c 的空间分布,分析大尺度下 D_c 的影响因素。研究结果对于深入认识土壤侵蚀机理和制定区域水土保持防治对策具有十分重要的意义。

1 材料与方法

1.1 研究区概况

根据侵蚀外营力(如水力、风力等),我国可划分为以水力侵蚀为主的水蚀区、以风力侵蚀为主的西北风力侵蚀区和以冻融侵蚀为主的青藏高原冻融及冰川侵蚀区^[12]。水蚀区大致分布在大兴安岭—阴山—贺兰山—青藏高原东缘一线以东的区域(图1),该区范围大,自然地理条件在南北和东西方向上存在较大差异,导致不同区域在侵蚀方式、侵蚀强度和侵蚀过程存在差异,进而水土流失的治理特点也有所差异。因此依据自然地理特征和水土流失治理特点,该区可进一步划分为6个二级类型区,即西北黄土高原区(Ⅲ₁)、东北低山丘陵和漫岗丘陵区(Ⅲ₂)、北方山地丘陵区(Ⅲ₃)、南方山地丘陵区(Ⅲ₄)、四川盆地及周围山地丘陵区(Ⅲ₅)和云贵高原区(Ⅲ₆)(图1)。

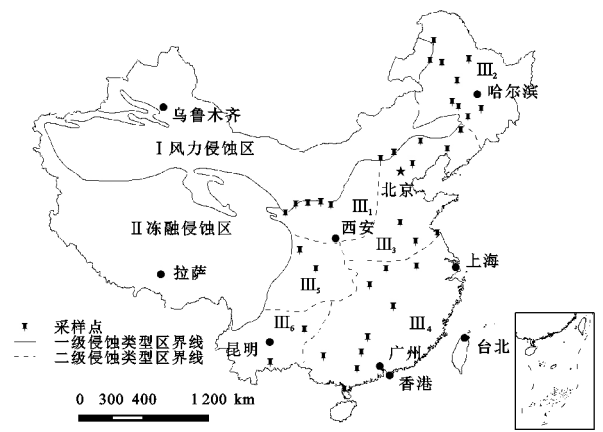


图1 采样点分布

1.2 样地选取

根据中国第二次全国土壤普查的土壤质地数据和1:400万土壤类型分布图,在中国水力侵蚀区布设36个采样点(图1,表1),于2015年3—5月进行采样,2015年7—9月进行水槽土壤分离能力测定试验。虽然在试验方案制定时36个采样点包括12种土壤质地,然而实际土壤质地测量结果只包含了6种土壤质地,这种差异可以解释为本研究与第二次土壤普查在土壤机械组成测定方法上存在的差异,以及土壤机械组成的空间异质性。每个采样点土地利用类型为当地主要的作物类型(表1),作物在春季和前年冬季播种。每个采样点有平坦的坡面和相对均一的表层土壤理化性状,采样点面积至少为600 m²。采样前,将植物根茎和枯落物去除后,按照“S”形(6个点)采集表层土壤(0—20 cm)200 kg,自然充分风干后一部分用于土壤分离能力(D_c)的测定,另一部分用于土壤理化性质(土壤机械组成、电导率、pH、阳离子交换量、交换性的钾钠钙镁、游离的氧化铁铝和土壤有机质)的测定。在采集土样的同时用环刀法测定样地的原状土壤容重(4个重复)。

农地表层土壤受农事活动(如耕作、除草、收获等)的影响较大,其 D_c 存在显著的季节变异^[13]。水蚀区从南到北不同区域的作物处于不同的生长阶段,对应的农事活动也不相同,即便在水蚀区36个采样点同时采集原状土土样,也因为农事活动的不同对 D_c 产生影响,测定结果不具可比性。此外,受耕作的影响,新耕坡耕地表层土壤(约20 cm)的团聚体遭到破坏,形状相对均一,土壤理化性质的差异是造成新耕坡耕地的 D_c 差异的主要原因^[1]。因此本研究采用扰动土(代表新耕坡耕地)^[1]进行研究。

1.3 土样测定

将自然风干后的土壤,去除根系及枯落物,过2 mm筛。将过筛后的土样充分混合均匀,用烘干法测定土样土壤含水率,用以计算每个环刀装填土量以及加水率。在土样装填之前,36个采样点土样的含水量通过喷壶加水统一为15%,密闭均衡12 h,以使土

样易于装填。鉴于农地在翻耕后表层土壤容重差异很小,加之 36 个采样点原状土土壤容重存在较大变异性,因此装填时的土壤容重统一按照 36 个采样点原状土土壤容重的平均值(1.30 g/cm^3)进行环刀装填,一共制作了 1 620 个土样(36 个采样点 $\times$ 9 组水流剪切力 $\times$ 5 个重复)用于 D_c 的测定。之后将土样放入铁盆中,缓慢向铁盆中加入清水,并使水面保持在低于环刀顶部 1 cm 的位置,浸泡 12 h 后,在木架上凉置 12 h,用于 D_c 的测定。

表 1 水蚀区采样点信息

采样点	土类	经度(E)	纬度(N)	海拔/m	作物
根河	漂灰土	121°35'45"	50°38'56"	748	土豆
牙克石	灰色森林土	120°58'30"	49°10'42"	687	玉米
五大连池	黑土	126°17'44"	48°51'45"	340	玉米
查巴奇	暗棕壤	123°05'11.8"	48°32'15"	331	玉米
齐齐哈尔	沼泽土	124°12'24.3"	47°12'11.7"	146	玉米
乾安	盐化黑钙土	123°53'46"	45°05'8.2"	137	玉米
白城	草甸土	123°22'35"	45°32'35"	138	玉米
舒兰	草甸白浆土	126°51'12"	44°28'21.6"	30	玉米
长春	黑黏土	125°12'22"	44°01'13"	200	玉米
昌图	盐化潮土	124°05'45.6"	42°45'33.6"	148	玉米
赤峰	草甸盐土	119°03'20"	42°14'34"	583	玉米
沽源	暗栗钙土	115°47'11"	41°24'58"	1502	玉米
盘山	潜育水稻土	122°05'13.7"	41°20'56.1"	7	玉米
尚义	黄绵土	114°01'37"	41°17'07"	1414	玉米
兴隆	褐土	117°32'27"	40°22'58"	619	玉米
吴忠	棕钙土	106°22'25.9"	37°51'11"	1170	玉米
盐池	灰钙土	107°20'8.1"	37°16'26.1"	1092	玉米
中卫	荒漠风沙土	105°08'50"	37°10'7.5"	1222	小麦
吴起	黑垆土	108°12'27"	36°49'44"	1263	大豆
兰州	潮灌淤土	103°25'36.6"	36°17'28.7"	1686	玉米
巨野	草甸盐土	116°02'24"	35°25'27"	16	小麦
响水	滨海盐土	119°49'15"	34°21'4.7"	3	小麦
灵璧	潮土	117°33'29"	33°35'49"	18	小麦
陇南	棕壤	104°58'53"	33°21'17"	989	油菜
肥西	新成土	117°17'30.5"	31°36'50"	6	小麦
大悟	黄棕壤	114°14'42"	31°29'30"	129	小麦
平昌	石灰性紫色土	107°07'14"	31°23'31"	309	油菜
江陵	淹育水稻土	112°21'39.8"	30°06'23"	37	油菜
宜丰	红壤	114°49'53"	28°23'51.7"	79	油菜
安顺	黑色石灰土	105°53'18"	26°17'11"	1453	油菜
宁远	黄壤	112°02'17.6"	25°40'51"	290	油菜
贺州	黄色石灰土	111°30'6.4"	24°23'40"	116	甘蔗
都安	棕色石灰土	108°07'50"	23°54'19"	149	油菜
元阳	燥红壤	102°48'29"	23°14'09"	284	玉米
岑溪	赤红壤	111°06'3.8"	22°53'39"	129	甘蔗
湛江	砖红壤	110°13'19.5"	21°15'45"	105	甘蔗

D_c 的测定在一个 5 m 长,0.4 m 宽的水槽中进行,该水槽与张光辉等^[5]使用的水槽一致。试验前,用油漆将北京昌平区的褐土粘到水槽底部,以模拟自然情况下的表层土壤的粗糙率状况。水槽的坡度可以通过滑轮组进行调定。流量通过阀门组进行调节,用塑料桶测定,重复测定 3 次,每次误差在 2% 以内。

表层流速通过记录高锰酸钾溶液通过 2 m 长测速区所用时间来测定,如果水流是层流乘以 0.67,如果是过渡流乘以 0.70,如果是紊流乘以 0.80,得到水流的平均流速^[14]。水深(0.002~0.005 mm)用平均流速和流量来计算。3 个坡度(17%~34%)和 3 个单宽流量(0.001 3~0.005 3 m²/s)进行组合得到 9 个水流剪切力(3.35,4.43,5.17,5.43,6.65,7.65,7.99,9.89,11.51 Pa)和水流功率(2.24,3.34,4.48,6.67,8.82,8.96,13.35,17.64 kg/s³)。水流剪切力和水流功率计算公式为:

$$\tau=\rho gRS$$

(1)

$$\omega=\tau V=\rho gSq$$

(2)

式中: τ 为水流剪切力(Pa); ω 为水流功率(kg/s³); ρ 为水密度(kg/m³); g 为重力加速度(m/s²); S 为坡度(m/m); q 为单宽流量(m²/s)。

在 D_c 测定前,将坡度和流量调节到设定值,将土样放入距水槽出口 0.6 m 处的土样室中进行冲刷。当冲刷深度接近 0.02 m 时停止冲刷以减小边壁效应,并记录冲刷时间。36 个采样点土壤样品的冲刷时间介于 2.18~300.00 s。每个水流剪切力测得 5 个重复,取平均值为对应水流剪切力的 D_c 。每个采样点,冲刷 45 个土壤样品,冲刷之后的土样放入烘箱中,105 ℃ 烘干 24 h 后称重,进而计算 D_c 。 D_c (kg/(m²·s))的计算公式为:

$$D_c=\frac{M_0-M_f}{At}$$

(3)

式中: M_0 为冲刷前的干土重(kg); M_f 为冲刷后的干土重(kg); A 为土样表面面积(m²); t 为冲刷时间(s)。

土壤机械组成采用激光粒度仪(Mastersizer 2000)测定(3 个重复);土壤 pH 采用 pH 玻璃电极(PHS-3B)测定(2 个重复);交换性钾钠钙镁采用电感耦合等离子体光谱仪(ICP-AES)测定(2 个重复);游离的氧化铁铝用二亚硫酸钠还原法测定(2 个重复);阳离子交换量用乙酸铵交换法测定(3 个重复);交换性钠百分比可根据交换性钠与阳离子交换量计算。土壤有机质用重铬酸钾容量法测定(2 个重复);土壤粒径参数(M)和平均几何粒径(D_g)的计算参见 Geng 等^[1]的公式计算。36 个采样点的 D_c 和土壤理化性质的统计特征值见表 2。

1.4 数据分析

使用 Excel 2010 进行数据的录入和管理。使用 SPSS 18.0 进行数据的描述性统计分析、相关分析、单因素方差分析、线性回归分析和非线性回归分析。使用 Arcmap 10.2 进行图 1 的制作。使用 Origin 8.5 进行图 2~图 5 的制作。

表 2 土壤分离能力(D_c)与土壤理化性质的统计特征值

变量	极小值	极大值	均值	标准差	变异系数
$D_c/(\text{kg} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{s}^{-1})$	0.002	4.78	0.96	1.24	1.30
黏粒/%	7.300	54.71	20.87	11.18	0.54
粉粒/%	8.278	79.24	59.76	18.27	0.31
砂粒/%	1.371	83.39	19.37	22.76	1.18
$D_{50}/\mu\text{m}$	3.754	154.27	24.53	28.20	1.15
D_g/mm	0.005	0.42	0.06	0.10	1.70
$M/\%$	19.254	80.24	54.21	14.61	0.27
$EC/(\mu\text{S} \cdot \text{cm}^{-1})$	23.000	789.00	132.10	143.77	1.09
pH	4.385	8.79	7.13	1.33	0.19
Ca/%	0.016	3.39	0.92	0.97	1.06
K/%	0.005	0.06	0.02	0.01	0.63
Mg/%	0.003	0.18	0.05	0.03	0.73
Na/%	0.010	0.08	0.02	0.01	0.69
Al/%	0.287	15.41	2.25	3.20	1.43
Fe/%	0.149	7.89	1.43	1.75	1.22
CEC/($\text{cmol} \cdot \text{kg}^{-1}$)	2.900	15.70	8.08	3.52	0.44
ESP/%	4.040	77.39	14.10	14.23	1.01
SOM/($\text{g} \cdot \text{kg}^{-1}$)	2.100	64.42	14.69	12.60	0.86

注: D_{50} 为中值粒径; D_g 为平均几何粒径; M 为土壤粒径参数; EC 为电导率; CEC 为阳离子交换量; ESP 为交换性钠百分比; SOM 为土壤有机质。下同。

2 结果与分析

2.1 土壤分离能力的空间分布

由图 2 可知,36 个采样点中,中卫(沙漠风沙土)土壤分离能力(D_c)最大(4.780 $\text{kg}/(\text{m}^2 \cdot \text{s})$),宜丰(红壤)

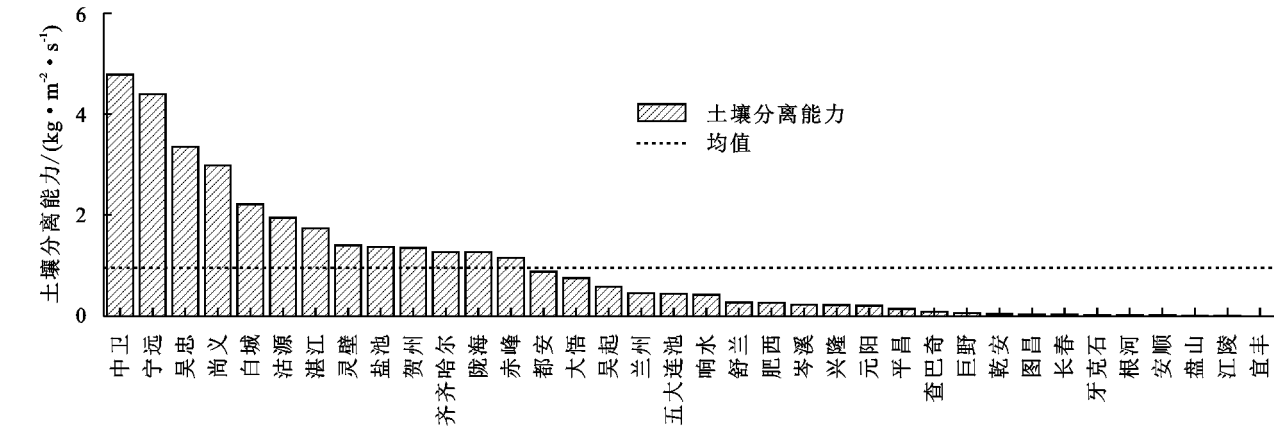


图 2 各采样点的土壤分离能力

6 种土壤质地 D_c 从大到小的顺序依次为(图 3b):壤土(3.36 $\text{kg}/(\text{m}^2 \cdot \text{s})$)、砂壤土(2.98 $\text{kg}/(\text{m}^2 \cdot \text{s})$)、粉黏土(2.42 $\text{kg}/(\text{m}^2 \cdot \text{s})$)、壤砂土(2.13 $\text{kg}/(\text{m}^2 \cdot \text{s})$)、粉壤土(0.48 $\text{kg}/(\text{m}^2 \cdot \text{s})$)和粉黏壤土(0.43 $\text{kg}/(\text{m}^2 \cdot \text{s})$)。本研究的 D_c 比 Su 等^[18]在北京地区 11 种土壤类型 D_c 大一个数量级,这种差异可以解释为本研究采用的是扰动土,而 Su 等^[18]采用的是原状土,两者的共同之处是粉壤土的 D_c 最低。本研究这一结果也与 WEPP 模型数据集不同,在 WEPP 模型中壤砂土最容易受到侵蚀,砂黏壤土最不易受到侵蚀,这与两者在试验条件和试验方法方面的差异有关。本研究与 WEPP 数据集的相似之处是最容易受到侵蚀的土壤是黏粒和砂粒含量适中的土壤,此外,Knappen 等^[19]对全球范围内不同试验条件下

最小(0.002 $\text{kg}/(\text{m}^2 \cdot \text{s})$),36 个采样点的均值为 0.960 $\text{kg}/(\text{m}^2 \cdot \text{s})$,这一 D_c 大小范围与 Zhang 等^[15]的 D_c 测定相一致。36 个采样点的平均 D_c 的与 Yu 等^[16]对刚刚翻耕过农地的测定值相一致,然而却是 Zhang 等^[13]农地 D_c 的 4.07~6.57 倍,造成这种差异的原因与其农地翻耕后受降雨和自重影响而固结压实有关。水蚀区 D_c 较大值分布在黄土高原地区,较小值分布在东北黑土区和南方红壤区(图 2)。水蚀区 D_c 的变异系数为 1.30,属强度变异性^[6],这可以解释为与水蚀区土壤理化性质的巨大差异有关(表 2)^[6]。

6 个二级水蚀类型区的 D_c 从大到小的顺序依次为(图 3a):西北黄土高原区(Ⅲ₁)、南方山地丘陵区(Ⅲ₄)、四川盆地及周围山地丘陵区(Ⅲ₅)、北方山地丘陵区(Ⅲ₃)、东北低山丘陵与漫岗丘陵区(Ⅲ₂)和云贵高原区(Ⅲ₆)。西北黄土高原区和南方山地丘陵区在 6 个二级侵蚀类型区中为 D_c 最大值,这一研究结果与唐克丽^[12]的研究结果一致。此外,Zhang 等^[17]研究了水蚀区 13 种典型土壤的土壤可蚀性也得出类似的结论。单因素方差分析表明,西北黄土高原区与其他 5 个二级土壤侵蚀区之间存在显著差异,而其他 5 个二级土壤侵蚀类型之间无显著差异(图 3a),这与黄土高原地区极易侵蚀的土壤性质有关^[13]。

已发表的文章的文献综述中也得出相似的结论。虽然以上研究在试验方法和试验条件存在巨大差异,然而共同之处是黏粒和砂粒含量适中的土壤最容易遭受侵蚀。

2.2 土壤分离能力的影响因素

对于给定土壤,在 WEPP 模型中土壤分离能力(D_c)用水流剪切力进行预测(公式 4),其中 K_r 为基于水流剪切力的细沟可蚀性, τ_c 临界剪切力^[20]。此外, D_c 也可以用水流功率进行预测(公式 5)^[19]。

$$D_c = K_r (\tau - \tau_c) \tag{4}$$

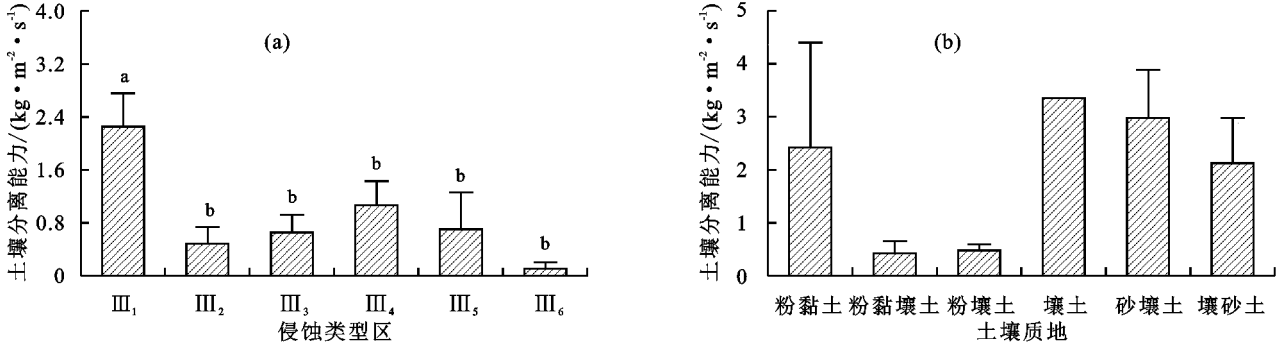
$$D_c = K_\omega (\omega - \omega_c) \tag{5}$$

式中: K_ω 为基于水流功率的细沟可蚀性; ω_c 为临界水流功率。

近几十年,众多研究者对水流剪切力和水流功率

模拟 D_c 的优劣性进行了研究,目前存在较大争议^[14]。因此,本研究对水流剪切力和水流功率模拟 36 个采样点 D_c 的效果进行了对比分析(图 4)。从图 4 可以看出,水流剪切力和水流功率在模拟 D_c 方面无显著差异,这一研究结果与 Nearing 等^[21] 的研

究结果一致,同时也在一定程度上解释了目前两者在模拟 D_c 的优劣性方面存在较大争议的原因。鉴于水流剪切力的广泛应用性以及水流剪切力不受地表几何形态的影响这一特点,本研究采用水流剪切力对 D_c 进行模拟。



注:不同字母代表不同侵蚀类型区之间存在显著差异。

图 3 各土壤侵蚀类型区和土壤质地的土壤分离能力

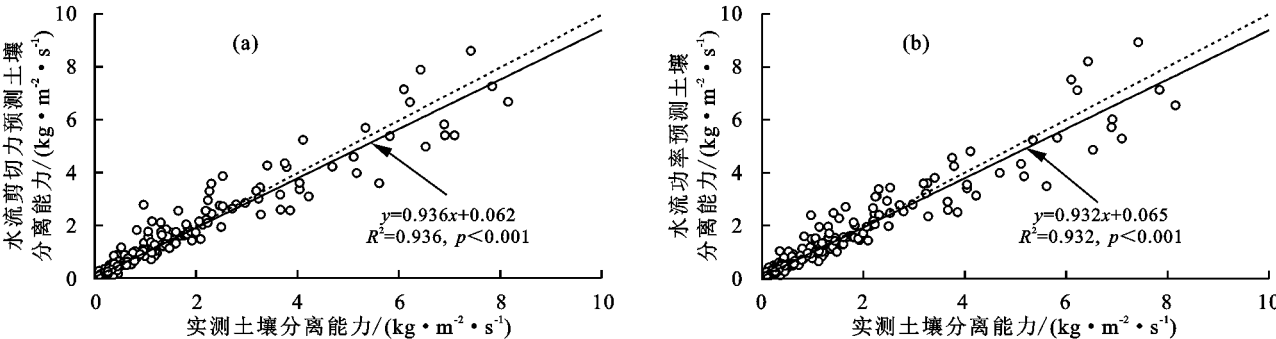


图 4 水流剪切力与水流功率预测土壤分离能力(D_c)的比较

从表 3 可以看出, D_c 与黏粒无显著相关关系,然而一般认为两者之间存在显著的负相关关系,在本研究中一些黏粒含量较高的采样点(如宁远)含有较多的团块结构,这些团块结构由于较小的重量体积比且团块之间的黏结力较弱, D_c 往往较大(图 2)。 D_c 随着粉粒和砂粒含量的增加分别呈线性函数减小和增加趋势(表 4),这一结果与 Geng 等^[6] 的研究结果一致。 D_c 随着平均几何粒径和土壤粒径参数的增加分别呈线性函数增加和对数函数减小趋势(表 4)。在本研究中, D_c 与电导率、pH、交换性的钾钠钙镁和游离的氧化铁铝无显著的相关的关系(表 3);此外蔡强国等^[22] 也发现,游离的氧化铁铝与细沟侵蚀无显著的相关关系,然而在余力等^[23] 的研究中游离的氧化铁铝却与团聚体抗张强度(团聚体稳定性的重要指标)呈显著的负相关关系,造成这种差异的原因与本研究扰动土对团聚体的破坏有关。一些阳离子如(如 Ca^{2+} 、 Al^{3+} 、 Fe^{3+} 等)能过促进团聚体的形成,进而增加土壤抵抗侵蚀的能力,而 Na^+ 则具有分散、破坏团

聚体的作用^[24],因而本研究中 D_c 随着 CEC 的增加呈指数函数形式减小(表 4),与 ESP 呈显著的正相关关系(表 3)。本研究中 D_c 与 SOM 呈显著的负相关关系与 Zhang 等^[14] 的研究结果一致。

2.3 土壤分离能力的模拟

鉴于土壤分离能力(D_c)测定需要耗费大量的人力物力,且目前尚无大尺度上 D_c 预报模型,因此有必要建立基于一些易于测定水动力学参数和土壤理化性质的适用于大尺度上 D_c 模拟方程。基于以上 D_c 影响因素的分析结果,非线性回归结果表明,水蚀区的 D_c 可以用水流剪切力(τ ,Pa)、粉粒含量(Silt,%)、阳离子交换量(CEC, cmol/kg)和土壤有机质(SOM,g/kg)来拟合,拟合方程见公式 6。从拟合方程的决定系数($R^2=0.71$)和纳什系数(NSE=0.71)来看,公式 6 很好地模拟了水蚀区 D_c 。

$$D_c = 0.09 (0.28\tau - 0.61) (120.45 - 0.33\text{Silt}) e^{-0.10\text{CEC}} \text{SOM}^{-0.91} \quad R^2 = 0.71, \text{NSE} = 0.71 \quad (6)$$

表 3 土壤分离能力(D_c)与土壤理化性质的相关关系

变量	黏粒	粉粒	砂粒	D_{50}	D_{κ}	M	EC	pH	Ca
D_c	-0.08	-0.60**	0.52**	0.36*	0.45**	-0.54**	0.06	0.29	-0.07
变量	K	Mg	Na	Al	Fe	CEC	ESP	SOM	
D_c	-0.25	0.11	0.06	0.13	0.20	-0.48**	0.44**	-0.49**	

注: * 表示在 0.05 水平上显著相关; ** 表示在 0.01 水平上显著相关。下同。

表 4 土壤分离能力(D_c)与土壤理化性质的模拟方程

变量	回归方程	R^2	P
粉粒/%	$D_c = 3.39 - 0.04\text{Silt}$	0.53	<0.01
砂粒/%	$D_c = 0.40 + 0.029\text{Sand}$	0.27	<0.01
D_g/mm	$D_c = 0.63 + 5.75D_g$	0.21	<0.01
$M/\%$	$D_c = 9.19 - 2.09\ln M$	0.31	<0.01
$\text{CEC}/(\text{cmol} \cdot \text{kg}^{-1})$	$D_c = 3.85e^{-0.20\text{CEC}}$	0.24	<0.01
$\text{SOM}/(\text{g} \cdot \text{kg}^{-1})$	$D_c = 9.36\text{SOM}^{-1.13}$	0.67	<0.01

注: D_g 为平均几何粒径; M 为粒径参数;CEC 为阳离子交换量;
SOM 为土壤有机质。

3 结论

(1)水蚀区,中卫(沙漠风沙土)土壤分离能力(D_c)最大,宜丰(红壤) D_c 最小。水蚀区 D_c 的变异系数为 1.30,呈强度变异性。在 6 个二级水蚀类型区中,西北黄土高原区 D_c 最大,云贵高原区 D_c 最小。6 种土壤质地 D_c 从大到小的顺序依次为:壤土、砂壤土、粉黏土、壤砂土、粉壤土和粉黏壤土。

(2)在模拟 D_c 方面,水流剪切力与水流功率无显著性差异。水蚀区 D_c 与粉粒、砂粒、中值粒径、平均几何粒径、土壤粒径参数、阳离子交换量、交换性纳百分比和土壤有机质呈显著的相关关系,与黏粒、电导率、pH、交换性钾钠钙镁和游离的氧化铁铝无一定的相关关系。

(3)水蚀区 D_c 可以用水流剪切力、粉粒、阳离子交换量和土壤有机质很好地模拟,其决定系数(R^2)为 0.71,纳什系数(NSE)为 0.71。

参考文献:

[1] Geng R, Zhang G H, Li Z W, et al. Soil resistance to runoff on steep croplands in Eastern China[J]. Catena, 2017, 152: 18-28.

[2] Shi H, Shao M A. Soil and water loss from the Loess Plateau in China [J]. Journal of Arid Environments, 2000, 45(1): 9-20.

[3] 陶建格. 我国坡耕地资源开发利用与水土流失之困: 水土资源系列调研分析[J]. 科技管理研究, 2014, 34(22): 162-165.

[4] 唐科明, 张光辉, 任宗萍, 等. 坡面薄层水流分离土壤的动力学机理[J]. 水土保持学报, 2011, 25(4): 46-49.

[5] 张光辉, 刘宝元, 张科利. 坡面径流分离土壤的水动力学实验研究[J]. 土壤学报, 2002, 39(6): 882-886.

[6] Geng R, Zhang G H, Li Z W, et al. Spatial variation in soil resistance to flowing water erosion along a regional transect in the Loess Plateau[J]. Earth Surface Processes and Landforms, 2015, 40(15): 2049-2058.

[7] 孙龙, 张光辉, 王兵, 等. 黄土高原不同退耕年限刺槐林地土壤侵蚀阻力[J]. 农业工程学报, 2017, 33(10): 191-197.

[8] 张光辉. 土壤分离能力测定的不确定性分析[J]. 水土保持学报, 2017, 31(2): 4-9.

[9] 李振炜, 张光辉, 耿韧, 等. 黄土丘陵区浅沟表层土壤粘结力的状态空间模拟[J]. 农业机械学报, 2015, 46(6): 175-182.

[10] Li Z W, Zhang G H, Geng R, et al. Land use impacts on soil detachment capacity by overland flow in the Loess Plateau, China[J]. Catena, 2015, 124: 9-17.

[11] Li Z W, Zhang G H, Geng R, et al. Spatial heterogeneity of soil detachment capacity by overland flow at a hillslope with ephemeral gullies on the Loess Plateau [J]. Geomorphology, 2015, 248: 264-272.

[12] Wang B, Zhang G H, Shi Y Y, et al. Soil detachment by overland flow under different vegetation restoration models in the Loess Plateau of China[J]. Catena, 2014, 116: 51-59.

[13] 唐克丽. 中国水土保持[M]. 北京: 科学出版社, 2004: 191-194.

[14] Zhang G H, Tang M K, Zhang X C. Temporal variation in soil detachment under different land uses in the Loess Plateau of China[J]. Earth Surface Processes and Landforms, 2010, 34(9): 1302-1309.

[15] Zhang G H, Liu B Y, Nearing M A, et al. Soil detachment by shallow flow[J]. Transactions of the ASAE, 2002, 45(2): 351-357.

[16] Yu Y C, Zhang G H, Reng R, et al. Temporal variation in soil detachment capacity by overland flow under four typical crops in the Loess Plateau of China[J]. Biosystems Engineering, 2014, 122(3): 139-148.

[17] Zhang K L, Shu A P, Xu X L, et al. Soil erodibility and its estimation for agricultural soils in China[J]. Journal of Arid Environments, 2008, 72(6): 1002-1011.

[18] Su Z L, Zhang G H, Yi T, et al. Soil detachment capacity by overland flow for soils of the Beijing region [J]. Soil Science, 2014, 179(9): 446-453.

[19] Knapen A, Posesen J, Govers G, et al. Resistance of soils to concentrated flow erosion: A review[J]. Earth Science Reviews, 2007, 80(1): 75-109.

[20] Nearing M A, Foster G R, Lane L J, et al. A process-based soil erosion model for USDA-Water Erosion Prediction Project technology[J]. Transactions of ASAE, 1989, 32(5): 1587-1593.

[21] Nearing M A, Bradford J M, Parker S C. Soil detachment by shallow flow at low slopes[J]. Soil Science Society of America Journal, 1991, 55(2): 351-357.

[22] 蔡强国, 朱远达, 王石英. 几种土壤的细沟侵蚀过程及其影响因素[J]. 水科学进展, 2004, 15(1): 12-18.

[23] 余立, 蔡崇法, 吴新亮, 等. 中南地区典型地带性土壤团聚体抗张强度的变化及影响因素[J]. 水土保持学报, 2017, 31(5): 152-157.

[24] Bronick C J, Lal R. Soil structure and management: A review[J]. Geoderma, 2005, 124(1): 3-22.