

岷江上游干旱河谷海拔梯度上的土壤发生特征^①

柏 松, 黄成敏*, 唐 亚

(四川大学环境科学与工程系, 成都 610065)

摘要: 了解岷江上游干旱河谷的土壤发生特征对区域植被恢复有着指导意义, 为此选择不同海拔梯度上 7 个典型土壤剖面进行土壤发生特性分析。结果表明, 受区域成土环境影响, 土壤化学风化和成土作用弱; 土壤质地较粗, 土壤机械组成以粉砂为主, 黏化作用不强。土壤全Fe含量和Fe游离度一般<50 g/kg 和<30%; 交换性盐基组成在土壤剖面中无明显分异。随海拔升高, 土壤黏粉比、全Fe含量、Fe游离度增加。土壤表土有机碳同位素 $\delta^{13}\text{C}$ 值随海拔升高偏负, 反映区域植被类型由低海拔半干旱气候条件下的C₄型灌丛植被向高海拔凉润气候条件下C₃型针阔叶林自然过渡。基于干旱河谷地区土壤特征, 其植被恢复应以提高土壤质量为基础, 并应遵循海拔梯度上自然植被分布特征进行植被恢复和生态重建。

关键词: 岷江上游干旱河谷; 土壤发生; 土壤特征; 土壤有机碳稳定同位素

中图分类号: S151.1

岷江上游干旱河谷是青藏高原东部生态与环境脆弱的地段之一, 气候干燥、降水少而不均匀, 蒸发量极大, 土壤瘠薄, 构成了特殊的景观生态系统, 制约植物生长, 从而影响植被的恢复与重建^[1]。当地脆弱的生态环境已受到研究者的高度重视。近年来的研究工作主要从资源利用与环境退化^[2]、植被恢复^[3-4]、脆弱生态环境恢复与重建^[5-6]和人地关系^[7-8]等方面开展研究, 并取得一些成果。但由于缺少对该区土壤发生特征和成土环境的深刻认识, 区域的植被恢复和生态重建难以取得新的突破性进展。要从根本上对该区进行植被恢复和生态重建, 就需要对其土壤发生特征有全面、深入的认识。

岷江上游干旱河谷山地气候垂直变化显著, 从山麓到山顶构成一个山地气候的土壤系列, 为研究干旱河谷地区土壤发生特征与成土环境的关系提供了良好场所。本文选择岷江上游干旱河谷不同海拔梯度上 7 个典型土壤剖面, 分析其土壤发生特征和成土特点, 并以土壤发生特征为基础提出一些植被恢复的看法, 为该区生态环境重建提供科学依据。

1 材料与方法

1.1 研究区域概况

岷江上游干旱河谷地处青藏高原东缘, 区域年均

温约 11.2℃, 1 月均温 0.4℃, 7 月均温 20.8℃; 年降雨量远小于蒸发量, 年雨量仅 400~600 mm, 蒸发量却高达 1300~1900 mm; 降雨集中在下半年(5~10 月), 下半年降水量约占全年降水量的 80%~90%; 冬季降水很少且气候干冷^[9]。

岷江上游干旱河谷属川西高原与龙门山的过渡带, 以高山峡谷地貌为主, 两岸干旱河谷展布, 河谷整体上呈V形, 基本为南北走向, 由北向南海拔逐步降低^[2]。植被类型及土壤垂直分布明显, 基带植被以旱生丘状半灌矮草植被类型为主, 由低到高形成明显而完整的垂直植被带谱: 海拔 1350~2100 m 为干旱河谷灌丛带, 海拔 2100~2400 m 为山地落叶阔叶林带, 海拔 2400~2900 m 为山地暗针叶林带, 海拔 2900~3900 m 为亚高山暗针叶林带, 海拔 3900~4200 m 为高山灌丛草甸带。区内土壤由下往上依次为: 褐土(干润淋溶土、干润锥形土)、黄棕壤(湿润淋溶土、湿润锥形土)、暗棕壤(湿润锥形土)、灌丛草甸土(寒冻锥形土)、草甸土(寒冻锥形土)、亚高山草甸土(寒冻锥形土)和高山寒漠土(正常新成土)^[10]。

1.2 土壤样品采集

选择不同海拔高度、不同水热状况下形成的土壤剖面, 进行典型研究。所采集剖面的成土环境条件见表 1。

^①基金项目: 国家重点基础研究发展计划课题(2006CB701401)和“十五”国家科技攻关课题(2004BA810B05)资助。

* 通讯作者 (huangchengmin@126.com)

作者简介: 柏松(1979—), 男, 博士研究生, 主要从事土壤与生态环境演变研究。E-mail: wukongxiao@tom.com

表1 土壤剖面成土环境条件

Table 1 Environmental conditions of the soil profiles

剖面编号	海拔 (m)	年降水量 (mm)	年均温 (℃)	排水情况	母质	植被	土地利用	土壤类型
01	1220	500	13.8	较快	石灰岩残积、坡积物	灌草丛	荒地	普通干润正常新成土
02	1361	510	13.2	较快	石灰岩残积、坡积物	旱生灌丛	荒地	普通干润正常新成土
03	1445	520	12.7	缓慢	石灰岩残积、坡积物	旱生灌丛	荒地	普通简育干润雏形土
04	1766	560	11.4	快	黄土母质	作物	玉米地	普通简育干润雏形土
05	1779	580	11.2	慢	黄土母质	作物	花椒林	普通简育干润雏形土
06	1966	581	9.1	快	黄土母质	作物	玉米地	普通简育干润雏形土
07	2390	671	7.1	快	黄土母质	木本植物	桦树林	普通暗沃干润雏形土

1.3 土壤样品分析

土壤颗粒组成采用吸管法测定, 颗粒分级采用美国制; 土壤常规分析方法参见文献[11]; 全Fe含量采用硝酸-盐酸-硫酸消化, 邻啡罗啉比色法测定; 游离Fe采用连二亚硫酸钠-柠檬酸钠-重碳酸钠(DCB)溶液浸提, 邻啡罗啉比色法测定; 交换性阳离子K、Na、Ca和Mg用醋酸铵浸提, ICP-MS测定; 土壤有机碳同位素 $\delta^{13}\text{C}$ 值采用MAT 251质谱仪测定, 在中国科学院贵阳地球化学研究所完成。

2 结果与分析

2.1 颗粒组成

供试土壤样品中粉砂粒含量最高, 在 507.4~677.0 g/kg 之间, 平均为 595.5 g/kg。黏粒含量次之, 变化于 104.7~302.2 g/kg, 平均为 209.4 g/kg。砂粒含量最少, 平均为 193.4 g/kg, 变化范围为 75.2~347.5 g/kg(表2)。

土壤质地以粉砂黏壤土居多。

7个研究剖面中, 除7号剖面外, 其余6个剖面黏粉比均随海拔升高而增加, 其黏粉比<0.5的占90%以上, 仅6号剖面约为0.5(表2)。土壤黏粉比可以反映土壤矿质颗粒的风化强度。随海拔升高, 黏粉比增加, 这可能与海拔升高, 降水和植被覆盖度增加, 土壤风化作用增强密切相关。

需要注意的是, 我国北亚热带湿润地区黄土母质上发育的土壤, 砂粒含量一般在100 g/kg以下, 黏粒含量大多数在300 g/kg以上^[12]。这与研究区土壤机械组成差异显著。研究区砂粒含量几乎都在100 g/kg以上, 黏粒含量基本在300 g/kg以下(表2)。这可能是由于在干旱河谷地区, 植被多受人为活动破坏, 加之降雨不均, 蒸发量远大于降雨量, 不利于风化成土过程, 导致土壤质地普遍较粗, 土壤黏化作用不强。

表2 土壤的机械组成

Table 2 Mechanical composition of soil profiles

剖面编号	土层深度 (cm)	土壤机械组成 (g/kg)					黏粒/粉砂	黏粒/砂粒
		2~0.05 mm	0.05~0.002 mm	0.05~0.02 mm	0.02~0.002 mm	<0.002 mm		
01	0~2	326.9	559.9	332.7	227.2	113.2	0.20	0.35
	2~7	347.5	513.9	315.2	198.7	138.6	0.27	0.40
	7~15	295.2	600.1	368.3	231.8	104.7	0.17	0.35
	15~25	270.4	611.1	342.9	268.2	118.5	0.19	0.44
02	0~7	286.9	569.9	312.7	257.2	143.2	0.25	0.50
	7~32	237.5	603.9	365.2	238.7	158.6	0.26	0.67
	32~80	265.2	600.1	338.3	261.8	134.7	0.22	0.51
03	0~10	272.2	551.2	298.6	252.5	176.7	0.32	0.65
	10~20	255.3	511.7	259.3	252.4	233.1	0.41	0.91
	20~30	242.4	543.9	302.4	241.5	213.5	0.39	0.88
	30~40	202.6	596.7	343.6	253.1	200.6	0.34	0.99
04	0~11	186.9	609.9	352.7	257.2	203.2	0.33	1.09
	11~22	217.5	583.9	345.2	238.7	198.6	0.34	0.91
	22~35	155.2	630.1	368.3	261.8	214.7	0.34	1.38

续表 2

	35~50	110.4	631.1	342.9	288.2	258.5	0.41	2.34
	50~68	132.6	647.6	367.8	279.8	219.8	0.34	1.66
05	0~12	184.9	589.9	305.7	284.2	225.2	0.38	1.22
	12~36	197.7	599.0	294.3	304.7	203.3	0.34	1.03
	36~51	153.3	634.5	316.2	318.3	212.2	0.33	1.38
	51~64	178.9	627.7	333.4	294.3	193.4	0.31	1.08
	0~10	176.8	548.7	236.3	312.4	274.5	0.50	1.55
06	10~17	164.7	548.6	226.5	322.1	286.7	0.52	1.74
	17~30	219.2	507.4	201.2	306.2	273.4	0.54	1.25
	30~40	162.4	535.4	241.2	294.2	302.2	0.56	1.86
	40~50	174.7	529.7	218.4	311.3	295.6	0.56	1.69
	0~5	133.3	645.4	373.2	272.2	221.3	0.34	1.66
07	5~10	110.0	657.9	382.8	275.1	232.1	0.35	2.11
	10~15	174.1	607.8	343.4	264.4	218.1	0.36	1.25
	15~25	125.7	638.4	365.7	272.7	235.9	0.37	1.88
	25~35	127.8	646.0	369.3	276.7	226.2	0.35	3.53
	35~45	157.8	632.4	368.7	263.7	209.8	0.33	1.33
08	45~55	75.2	677.0	378.5	298.5	247.8	0.37	3.30
	55~65	93.4	661.4	355.7	305.7	245.2	0.37	2.63

2.2 CaCO_3 特征

研究区土壤 CaCO_3 含量在 6.92~16.97 g/kg 之间, 平均为 11.10 g/kg。7 个研究剖面中, 06 号剖面 CaCO_3 含量最高, 平均值高达 14.77 g/kg。01 号和 02 号剖面随深度增加 CaCO_3 含量增加, 其他 5 个剖面则是表层土壤 CaCO_3 含量高于下层土壤(表 3)。如前述, 研究区域气候干旱, 土体发生淋溶的水分条件不充分, 但 01 号和 02 号剖面坡度陡, 降水后多形成径流而且排水快, 表层土壤易溶的碳酸盐部分随径流流失, 同时, 这两个剖面土体浅薄, 石灰质母质层出现部位高, 其 CaCO_3 含量较高, 也可能导致这两个剖面下层 CaCO_3 高于表层土壤。其他 5 个剖面表层土壤 CaCO_3 含量较高的原因可能与复钙作用有关。研究区干旱作用强烈, 土壤淋溶势较弱而蒸发较强, 随着地表水分的蒸发, 下层土壤水分被抽至地表, 碳酸盐随着水分来到地表, 水分蒸发后大量盐分聚集于地表, 形成复钙化现象, 使得表层土壤中 CaCO_3 高于下部土壤^[1]。

2.3 有机质特征

研究区表层土壤有机质含量变化于 18.64~35.27 g/kg 之间, 平均为 28.35 g/kg。随海拔升高, 各剖面土壤有机质含量没有明显的变化规律(表 3), 这说明在干旱河谷地区, 由海拔高度差异引起的生物气候和植被变化对有机质的影响并不明显; 在剖面深度上, 表层土壤有机质含量均在 18.0 g/kg 以上(表 3), 高于国内典型褐土区褐土表层有机质含量(一般<20 g/kg)^[13]。

造成研究区表土有机质含量较高的原因可能是有机质矿化作用弱的结果。一般认为, 土壤有机质的含量取决于其生产量和矿化量的相对大小^[14]。尽管研究区植被覆盖度不高, 但由于气候干旱, 且温度相对偏低, 土壤水分不足和低温都在一定程度上限制了微生物对有机质的分解作用, 使得有机质不易被矿化分解^[15]。

2.4 氧化铁的形态特征

土壤氧化铁是风化和成土作用的产物, 土壤中全 Fe 含量和 Fe 游离度是反映土壤风化成土作用的重要指标^[16~20]。供试土壤全 Fe 含量较低, 其值介于 37.88~52.70 g/kg 之间。土壤游离 Fe 含量为 5.06~12.03 g/kg, Fe 游离度为 10.94%~28.31%, 且有随海拔升高而增高的趋势(表 3)。总的来看, 7 个土壤剖面全 Fe 含量(<53 g/kg) 和 Fe 游离度(<30%) 相对偏低, 反映研究区土壤风化作用整体较弱。Fe 游离度随海拔升高而增加可能因海拔升高引起降水量增加, 增强了土壤风化作用的结果; 另外, 海拔较高的 04~07 号剖面为黄土母质, 相对易风化也可能是原因之一。

2.5 盐基总量

土壤盐基离子以 Ca^{2+} 为主, 占交换性盐基组成的 90% 以上, Mg^{2+} 次之, K^+ 、 Na^+ 含量甚微(表 4)。这可能与研究区母岩含有较高的 Ca 质有关, 因为 Ca 质母岩上发育的土壤在风化成土过程中盐基物质在遭受淋失的同时, 易风化的母岩可及时补充盐基物质。土壤交换性盐基总量为 19.37~33.96 cmol/kg, 各剖面

表3 土壤基本化学性质
Table 3 Basic chemical properties of the studied soils

剖面编号	土壤深度(cm)	有机质(g/kg)	CaCO ₃ (g/kg)	游离铁(g/kg)	全Fe(g/kg)	Fe游离度(%)
01	0~2	31.05	7.41	6.56	50.33	13.03
	2~7	13.85	6.92	5.84	52.70	11.08
	7~15	12.11	9.73	5.06	46.27	10.94
	15~25	9.71	8.34	5.19	43.87	11.83
02	0~7	20.13	8.31	8.98	47.63	18.85
	7~32	9.21	9.38	9.49	48.29	19.65
	32~80	4.25	11.62	9.16	45.27	20.23
03	0~10	27.41	13.87	8.04	37.88	21.22
	10~20	26.09	12.71	7.88	39.22	20.09
	20~30	20.88	12.62	8.56	38.48	22.25
	30~40	14.34	13.72	8.85	40.26	21.98
04	0~11	18.64	11.17	9.26	41.77	22.17
	11~22	12.03	12.74	8.52	40.07	21.26
	22~35	8.39	11.29	9.49	42.88	22.13
	35~50	8.80	11.83	8.34	43.56	19.15
05	50~68	6.48	13.19	8.15	40.40	20.17
	0~12	35.22	14.88	8.27	39.86	20.75
	12~36	29.48	13.69	8.31	41.11	20.21
	36~51	24.35	11.47	8.96	41.99	21.34
06	51~64	17.07	9.90	9.61	44.19	21.75
	0~10	35.27	16.97	9.35	43.19	21.65
	10~17	17.15	12.67	10.45	45.02	23.21
	17~30	13.18	13.44	10.50	46.10	22.78
07	30~40	10.78	16.86	10.06	44.92	22.40
	40~50	9.62	13.89	9.57	43.54	21.98
	0~5	30.72	9.87	9.34	38.77	24.09
	5~10	27.00	8.96	10.53	41.67	25.27
03	10~15	22.70	7.54	11.31	42.71	26.48
	15~25	16.49	7.84	11.62	44.90	25.88
	25~35	13.85	9.77	11.46	46.01	24.91
	35~45	13.43	8.62	11.26	44.75	25.16
	45~55	16.66	7.82	11.85	44.97	26.35
	55~65	17.82	6.92	12.03	42.49	28.31

表4 土壤交换性盐基离子与盐基总量
Table 4 Exchangeable bases of studied soils

剖面编号	土壤深度 (cm)	交换性盐基(cmol/kg)				交换性盐基总量 (cmol/kg)
		Ca ²⁺	Mg ²⁺	K ⁺	Na ⁺	
03	20~30	24.59	3.23	0.42	0.99	29.23
	35~50	21.48	2.89	1.2	4.53	30.10
05	36~51	23.71	2.10	0.53	0.49	26.83
	77~98	19.36	2.54	0.28	1.66	23.84
06	17~30	26.32	2.78	0.62	0.70	30.42
	40~50	26.93	2.88	0.6	3.55	33.96
	70~80	25.51	2.51	0.62	4.14	32.78
07	25~35	20.07	0.66	0.28	0.18	21.19
	55~65	18.11	0.78	0.26	0.22	19.37

间无明显规律(表 4)。究其原因可能是气候干旱, 土壤淋溶不强, 造成分异不强所致。

2.6 表土有机碳同位素特征

陆生植物根据光合作用类型不同可以分为C₃、C₄和CAM型, 其中, CAM型植物少见^[21]。C₃植物的 $\delta^{13}\text{C}$ 值的变化范围为-20‰~ -32‰, 平均值约为-27‰, C₄植物 $\delta^{13}\text{C}$ 值的分布范围在-9‰~ -15‰之间, 平均值约为-13‰, 两种植物类型 $\delta^{13}\text{C}$ 值差异明显^[22-23]。因为土壤有机碳主要来源于陆生高等植物, 其碳同位素 $\delta^{13}\text{C}$ 值被认为与其上植被(C₃和C₄植物)的同位素 $\delta^{13}\text{C}$ 值直接相关, 因此, 通过分析土壤有机质 $\delta^{13}\text{C}$ 值能够区分植被类型及其生物量^[24-25]。

研究区土壤有机碳同位素 $\delta^{13}\text{C}$ 值在-15.25‰~ -26.63‰之间, 并随海拔升高逐渐偏负。最低值(-26.63‰)出现在海拔2390 m的07号剖面, 最高值(-15.25‰)出现在海拔1220 m的01号剖面(图1)。研究区土壤有机碳同位素 $\delta^{13}\text{C}$ 值在海拔梯度上的变化趋势与该区现代植被从低海拔C₄型灌丛植被为主向高海拔C₃型针阔叶林植被占优势转变相一致。

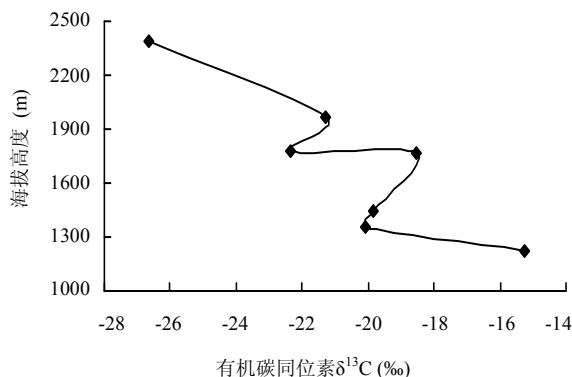


图 1 土壤有机碳同位素 $\delta^{13}\text{C}$ 值与海拔高度的关系

Fig. 1 Relationship between $\delta^{13}\text{C}$ values of SOC and elevation

3 讨论与结论

岷江上游干旱河谷因其脆弱的生态环境很早就受到生态学家的注意, 人们已利用不同方法和途径对该区进行植被恢复和生态重建, 但均收效甚微^[3-6]。重要的原因之一是忽视了当地土壤发生特征和植被类型在海拔梯度上的自然变化规律。由于土壤的土体构型及其它理化性状直接或间接影响着植被的演替方向和演替进程, 因此, 只有充分认识区域土壤发生特征, 并尊重自然变化下生物气候和植被特点进行生态恢复, 才有可能实现新突破。

岷江上游干旱河谷土壤化学风化和成土作用弱。

防止土壤退化以及侵蚀是土壤资源利用与保护的关键, 也是植被恢复的基础。首先可选用耐旱树种, 采用砾石岩块作覆盖材料, 保水效果优于薄膜和灌丛覆盖, 既能减少蒸发, 又能增加土壤含水量, 并可减轻水土流失。其次, 区域蒸发量大于降水量, 土壤水分亏缺, 水热不同步, 土壤含水量远不足以满足植物生长需求, 必须补以人工灌溉措施, 充分利用先锋种固定土壤和熟化土壤的作用, 人工施肥、覆盖保水措施, 科学管理, 尽快提高地表植被覆盖度。此外, 也应配套相应的生物措施, 进行综合治理, 保护现有草灌植被, 辅以等高水平带工程措施, 乔灌草结合绿化, 截留上部片流携带的土粒, 逐步改善粗骨性土壤的理化性状; 以土蓄水, 创造条件, 使林灌垂直带幅下侵; 然后再营造乔木为主的生态林带, 改善生态环境。

受岷江上游干旱河谷生物气候垂直分异的影响, 随海拔升高, 降雨增加, 蒸发减少, 植被由C₄植物向C₃植物过渡, 土壤化学风化作用增强, 土壤黏粉比、全Fe含量、Fe游离度均有所增加, 反映出区域海拔梯度上土壤发生特征和植被的自然变化情况, 对植被的恢复也应以此为依据。据此, 笔者提出如下植被恢复和生态重建的建议: ①在海拔1500 m以下, 区域光热条件好, 气候偏干, 土壤化学风化作用微弱, 淋溶作用不强, 自然植被为旱生灌丛, 因此植被恢复应以灌草丛为主, 辅以经济作物, 同时促进经济发展, 而不宜种植C₃型的乔木等森林植被; ②在海拔1500~2100 m之间, 光热条件稍次, 水湿状况较河谷底部佳, 土壤成土作用稍好, 可种松、杨等树生长, 同时针叶林树种可契入灌丛, 正向演化成郁闭幼林; ③海拔2100 m以上, 气候较冷湿, 自然植被以C₃型植物为主, 土壤风化成土作用较强, 适宜各种林型的针阔叶林生长, 部分地区宜于优质牧草发展。

尽管我们从土壤发生角度对区域植被恢复提出了一些有益的看法, 然而, 植被的恢复是综合作用的结果, 需要综合考虑气候、地形和地貌作综合分析。岷江上游干旱河谷植被恢复和生态环境重建要取得实效, 还有大量工作要做, 特别是加强土壤与植被相关性研究尤为重要。

参考文献:

- [1] 王春明, 包维楷, 陈建中, 孙辉, 谢嘉穗. 岷江上游干旱河谷区褐土不同亚类剖面及养分特征. 应用与环境生物学报, 2003, 9 (3): 230-234
- [2] 郭永明, 汤宗祥. 岷江上游褐土资源特点及其开发利用与保护. 西南农业大学学报, 1994, 16 (6): 555-560

- [3] 包维楷, 陈庆恒, 陈克明. 岷江上游干旱河谷植被恢复环境优化调控技术研究. 应用生态学报, 1999, 10 (5): 542-544
- [4] 李国强, 马克明, 傅伯杰. 区域植被恢复对生态安全的影响预测—以岷江上游干旱河谷为例. 生态学报, 2006, 26 (12): 4127-4134
- [5] 包维楷, 陈建中, 乔永康. 岷江上游干旱河谷区生态农业建设浅析. 中国生态农业学报, 1999, 7 (2): 66-68
- [6] 李虎杰. 岷江上游生态环境建设与经济可持续发展. 四川环境, 2000, 20 (4): 51-56
- [7] 杨兆平, 常禹, 闻青春. 岷江上游干旱河谷耕地和居民用地的空间特征. 生态学杂志, 2007, 26 (3): 327-331
- [8] 杨兆平, 常禹, 胡远满, 刘森, 闻青春, 张文广. 岷江上游干旱河谷景观变化及驱动力分析. 生态学杂志, 2007, 26 (6): 869-874
- [9] 何其华, 何永华, 包维楷. 岷江上游干旱河谷典型阳坡海拔梯度上土壤水分动态. 应用与环境生物学报, 2004, 10 (1): 68-74
- [10] 赵永华, 何兴元, 胡远满, 常禹. 岷江上游土地利用/覆盖变化及其驱动力. 应用生态学报, 2006, 17 (5): 862-866
- [11] 中国科学院南京土壤研究所编. 土壤理化分析. 上海: 上海科学技术出版社, 1978: 62-411
- [12] 刘友兆, 丁瑞兴. 中国土壤系统分类进展. 北京: 科学出版社, 1993: 131-139
- [13] 贾文锦, 佟士儒, 李春金. 中国土壤系统分类进展. 北京: 科学出版社, 1993: 191-197
- [14] 熊毅, 李庆连. 中国土壤(第二版). 北京: 科学出版社, 1987: 400
- [15] 郭永明, 汤宗祥. 岷江上游土壤资源的保护性利用. 山地研究, 1993, 11 (4): 251-256
- [16] 熊毅. 土壤胶体(第一册). 北京: 科学出版社, 1983: 145
- [17] Anikul JRF, Singer MJ. Pedogenic iron oxides trends in a marine terrace chronosequence. Soil Sci. Soc. Am. J., 1990, 54: 147-152
- [18] 李小平, 夏应菲. 安徽宣城第四纪红土剖面的全氧化铁含量及其古环境意义. 江苏地质, 1998, 22 (3): 182-185
- [19] 迟振卿, 闵隆瑞, 武志军. 河北阳原盆地井儿洼钻孔岩心氧化铁变化的古环境记录. 地质通报, 2002, 21 (10): 632-637
- [20] 卢升高. 第四纪红土的磁性与氧化铁矿物学特征及其古环境意义. 土壤学报, 2000, 37 (2): 182-191
- [21] Krishnamurthy RV, Battacharyya SK. Isotope evidence of Pleistocene climate change in Kashmir, India. Nature, 1982, 298: 640-641
- [22] Ehleringer JR. Implications of quantum yield differences to the distributions of C₃ and C₄ grasses. Oecologia, 1978, 31: 255-267
- [23] Ehleringer JR, Pearcy RW. Variation in quantum yields for CO₂ uptake among C₃ and C₄ plants. Plant Physiology, 1983, 73: 555-559
- [24] Schwartz D, Mariotti A, Lanfranchi R, Guillet B. ¹³C/¹²C ratios of soil organic matter as indicators of vegetation changes in the Congo. Geoderma, 1986, 39: 97-103
- [25] 柏松, 黄成敏, 唐亚. 土壤有机碳稳定同位素的古环境指示意义及影响因素. 土壤, 2006, 38 (2): 148-152

Pedogenetic Property Variation with Elevation in Dry Valley of the Upper Minjiang River

BAI Song, HUANG Cheng-min, TANG Ya

(Department of Environmental Science and Engineering, Sichuan University, Chengdu 610065, China)

Abstract: Understanding the pedogenetic properties in dry valley of the upper Minjiang River plays a key role in regional vegetation restoration. Seven typical soil profiles at different altitudes were selected to analyze for the soil-forming characters and genetic properties. The results showed that local environmental conditions contributed to weak soil weathering and pedogenesis. The soil texture in the studied area was coarse and dominated firstly by silt fraction and secondly by clay fraction. The pedogenesis and secondary argillification was weak. Fe_t content and Fe_d/Fe_t ratio were less than 50 g/kg and 30%, respectively. The vertical differentiation of composition of exchangeable cations was not obvious in all the soil profiles. The clay/silt ratio, Fe_t content and Fe_d/Fe_t ratio all increased with the elevation. Moreover, δ¹³C values of soil organic matter decreased with the elevation increasing. Improving the quality of soil and products is very significant for regional vegetation restoration. Meanwhile, local vegetation restoration and ecological environment construction should be based on the characteristics of natural vegetation distribution with elevation.

Key words: Dry valley of upper Minjiang River, Pedogenesis, Soil-forming feature, Stable carbon isotope of soil organic matter