

陕南丹凤茶房村黄土—古土壤剖面色度参数特征^①

高鹏坤 庞奖励 黄春长 周亚利 卞鸿雁 王蕾彬 王学佳

(陕西师范大学旅游与环境学院 西安 710119)

摘要 以丹凤县茶房村黄土—古土壤剖面为对象,研究了该区黄土色度参数的变化规律及其主控因素。结果表明, L^* (亮度)在黄土层中出现峰值, a^* (红度)、 a^*/b^* (红度/黄度)在古土壤层中出现峰值,色度参数的峰谷变化特征与该区黄土—古土壤地层旋回相吻合。 L^* (亮度)的变化与有机质含量密切相关; a^* (红度)、 a^*/b^* (红度/黄度)的变化则受控于铁氧化物的种类和含量。尽管三者的受控因素不同,但都与风化成壤强度密切相关,且与磁化率形成良好的对比,可作为良好的气候代用指标,间接地反映该区气候和成壤环境的变化规律。

关键词 色度 黄土—古土壤 气候变化 茶房村

第一作者简介 高鹏坤 男 1988年出生 硕士 第四纪地质学 E-mail:240934144@qq.com

通讯作者 庞奖励 男 教授 E-mail:jlpan@snmu.edu.cn

中图分类号 P934 **文献标识码** A

沉积物的颜色是其成分和结构的外在表现,可作为地层对比、沉积环境分析的标志^[1-5]。自20世纪60年代以来,沉积物颜色体系逐渐被量化并在古气候研究方面得到了应用^[6-13]。例如,杨胜利等^[6]认为黄土—古土壤的颜色记录在千年尺度和万年尺度上均能很好地再现亚洲季风和全球气候变化的特征;Yang^[11]对黄土高原12个剖面最后两个冰期旋回的红度进行了研究,认为其与风化强度关系密切;还有学者^[12-13]认为更早的黄土—古土壤旋回同样能够用颜色指标直观的表达出来,等等。但是深入分析就会发现,利用黄土—古土壤剖面的颜色解释其古气候意义方面的研究仍十分薄弱,有待进一步深入研究。秦岭南麓的商丹盆地分布有较大面积的黄土,许多学者对其进行了不同程度的研究^[14-16],但这些成果主要基于其理化性质取得,而基于颜色变化的研究尚未见报道。本文利用色度仪对茶房村黄土—古土壤剖面的色度进行定量研究,并结合磁化率等经典指标,探讨该区黄土色度的变化规律及其意义。

1 研究材料

商(州)—丹(凤)盆地位于陕西省东南部,秦岭南麓,属暖温带半湿润季风气候,年均气温13.8℃,年均降水690 mm,四季分明,雨热同期,降雨集中在7~

9月,约占全年降水的50%,区内生态环境较好,森林覆盖率高达73%。丹江自西北至东南流经盆地内部,丹江两岸断续发育1~4级河流阶地,其上覆盖厚度不等的风成黄土,形成了许多面积不等的黄土台地。其中2~4级阶地的地形变化较大,地面侵蚀明显,使得黄土剖面较薄和地层序列不完整,1级阶地地形往往比较宽缓,水土流失很弱,黄土剖面常较完整的保存下来。

本文选择茶房村剖面为研究对象,位于丹凤县茶房村(33°43'14.90" N, 110°12'51.46" E),丹江一级河流阶地上,阶地面宽度超过1 000 m,地形平坦,当地工程施工形成了切穿黄土台地的天然断面,断面厚约5 m,地层序列完整,未见明显的沉积间断,详见表1。

2 研究方法

沿剖面向下2 cm连续采样,共采样品210个。所涉实验均在陕西师范大学所属实验室完成。样品色度的描述采用CIE1976^[17]表色系统,即使用 L^* (亮度)、 a^* (红度)、 b^* (黄度)三个参定量描述任意均匀连续的颜色空间。与常用的Munsell系统不同,它可以定量表示颜色的变化。色度参数的测量:取样品10.0 g放入恒温40℃的烘箱中72小时烘干,用玛瑙研钵磨均匀至45 μm左右,放在标准校正白板上,

^①国家自然科学基金项目(批准号:41271108,41030637,41371029)、国家社会科学基金项目(批准号:14BZS070)与中央高校基本科研费(编号:GK201301003)联合资助

收稿日期:2014-05-16;收修改稿日期:2014-08-18

表1 丹凤县茶房村剖面地层特征

Table 1 Stratigraphic characteristics of the Chafangcun profile in the Danfeng country, China

地层	颜色(Munsell 方法)	剖面结构
表土(MS)	干态, 浊棕色, 7.5YR6/3	0~60 cm, 粉砂, 团粒—团块结构, 疏松多孔, 无碳酸盐
全新世黄土(L ₀)	干态, 浊黄橙, 10YR6/4	60~130 cm, 粉砂, 块状结构, 无碳酸盐反应
古土壤(S ₀)	干态, 浊红棕, 5YR3/4	130~260 cm, 粉砂—黏土, 棱块结构, 较致密, 无碳酸盐
过渡黄土(L ₁)	干态, 浊黄橙, 7.5YR7/4	260~300 cm, 粉砂, 块状结构, 无碳酸盐
马兰黄土(L ₁)	干态, 浊黄橙, 7.5YR5/4	300~420 cm, 粉砂, 团块结构, 疏松, 无碳酸盐

压实, 压平后, 在背景光源恒定的条件下, 随机取 3 个区域采用美国 X-rite 公司生产的非接触分光光度计 (VS450) 进行测量, 求平均值, 实验误差 < 2%。Munsell 颜色描述用标准比色卡 (中科院南京土壤研究所制, 1989); 磁化率用英国 Bartington 公司生产的 MS-2B 型磁化率仪进行测量; 烧失量用燃烧失重法测量, 所用仪器为 SX-5-12 型箱式电阻炉; Fe₂O₃ 的含量^①用荷兰 Panalytical 公司生产的 X-Ray 荧光光谱仪 (PW2403) 测量地层年代框架的确定详见参考文献 [15]。

3 结果与分析

实验结果见图 1。茶房村剖面中 L* 值的变化范围为 50.1~61.1, 平均为 55.7。不同地层单元的 L* 差异明显, 呈现黄土层 > 古土壤的变化规律。其中古土壤 S₀ 的 L* 值最低, 变化范围为 50.1~57.2, 平均仅为 52.4; 黄土层的 L* 值较高, 其中全新世黄土 L₀ 最高, 变化范围为 56.4~60.3, 平均为 58.1, 马兰黄土 L₁ 变化于 53.8~61.1, 平均 57.6, 过渡黄土 L₁ 变化于 53.0~55.3, 平均为 54.3。表土 MS 的 L* 值介于马兰黄土 L₁ 和过渡黄土 L₁ 之间, 变化范围为 55.5~59.0, 平均 57.4。

剖面中 a* 值变化范围为 6.6~9.9, 变化幅度达 50.0%, 明显高于 L* 的变化幅度 (20.0%)。a* 的曲线变化特征与 L* 不同, 其峰值出现在古土壤 S₀, 变化范围为 7.9~9.9, 平均为 9.1; 黄土层的 a* 值则较低, 马兰黄土 L₁、过渡黄土 L₁、全新世黄土 L₀ 的 a* 的平均值分别为 7.3、8.0、7.3; 表土 MS 的 a* 值在剖面最低, 变化范围为 6.0~7.4, 平均仅为 6.6。各地层单元 a* 值的大小排序为 S₀ > L₁ > L₁ > L₀ > MS。

b* 值的变化范围为 15.8~19.3, 平均为 17.3。不同地层单元 b* 值从大到小依次为 L₀ (17.7) > L₁

(17.6) > L₁ (17.3) > S₀ (17.2) > MS (16.6)。相比于 L* 和 a*, b* 值在黄土和古土壤地层之间的最大变化幅度仅为 2.9%, 并未有明显的变化, 本文不做重点讨论。

a*/b* 值随深度的变化趋势与 a* 相一致。古土壤 S₀ 中 a*/b* 值最高, 平均为 0.53, 过渡黄土 L₁ 次之, a*/b* 值平均为 0.46, 马兰黄土 L₁ 和全新世黄土 L₀ 的 a*/b* 值均值分别为 0.42、0.41, 表土 MS 的 a*/b* 值最低, 平均仅为 0.39。各地层单元 a*/b* 值的大小排序为 S₀ > L₁ > L₁ > L₀ > MS。

4 讨论

4.1 L* 的意义

L* 与沉积物的粗糙度、湿度、有机质含量和碳酸盐含量等多种因素密切相关^[6,18], 在实验前处理时已将沉积物的粗糙度和湿度等对 L* 的影响降至最低, 故碳酸盐和有机质的含量成为影响 L* 变化的主要因素。黄土中碳酸盐矿物的存在使 L* 增强, 而有机质则使 L* 减弱。相关实验表明, 茶房村剖面通体未有碳酸盐反应, 因此推断其碳酸盐含量很低, 对 L* 的影响几乎可以忽略不计, 该区黄土 L* 值的变化与碳酸盐含量之间并无明显的因果关系, 与前人在西峰^[9]、关中盆地^[10]、靖远^[19] 的研究并不完全一致, 究其原因可能是该区降水量相对较高, 碳酸盐矿物发生了强烈的淋溶, 使得碳酸盐来解释亮度的变化并不能运用到该地区晚更新世以来的沉积物中。

分析 L* 与有机质含量之间的关系, L* 随剖面中有机质含量的增高而降低, 两者随深度变化的趋势和幅度上均具有良好的可比性 (图 1)。相关性分析也显示 (图 2), 二者为显著相关关系, 相关系数 R² = 0.678 8。这表明有机质含量的变化是使剖面中 L* 发生变化的主要因素。沉积物中有机质的含量可反映

① 论文中 Fe₂O₃ 含量指样品中全铁含量。

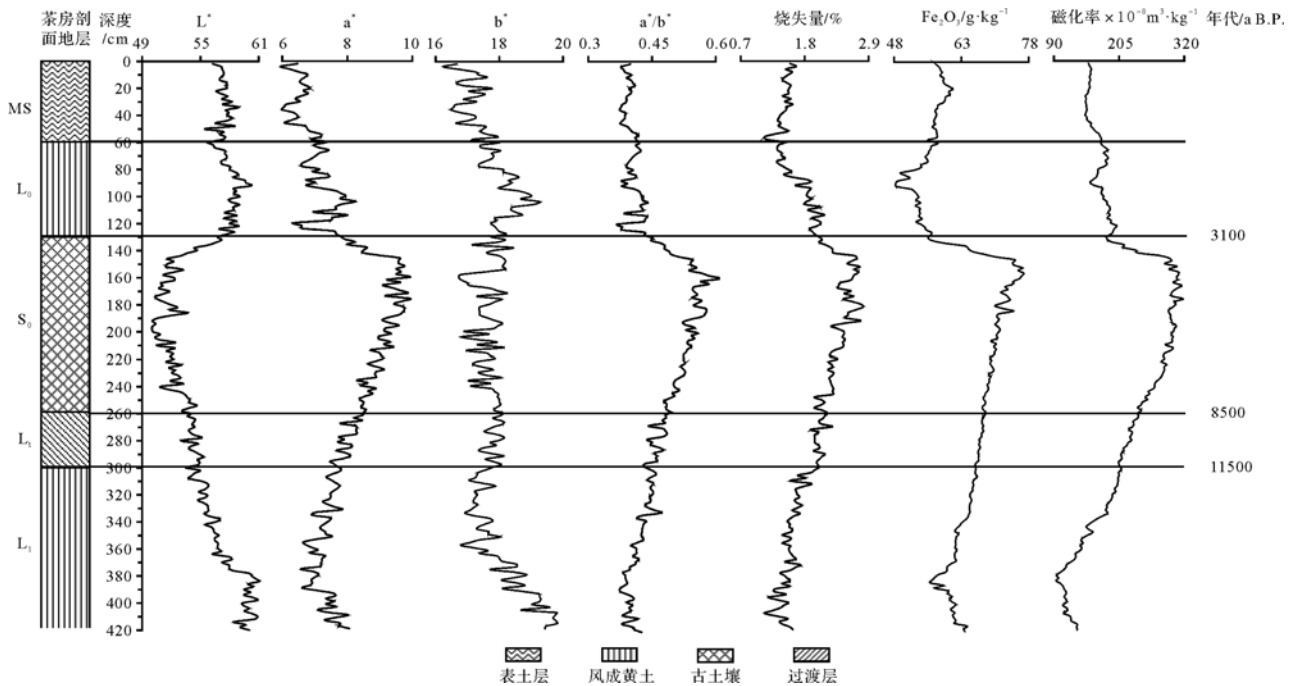


图1 茶房村剖面的 L*、a*、b*、a*/b*、烧失量、Fe₂O₃、磁化率分布曲线

Fig.1 Diagrams showing pedo-stratigraphy, lightness, redness, yellowness, a*/b*, Loss on Ignition, Fe₂O₃, magnetic susceptibility of the Chafangcun profile in the Danfeng country, China

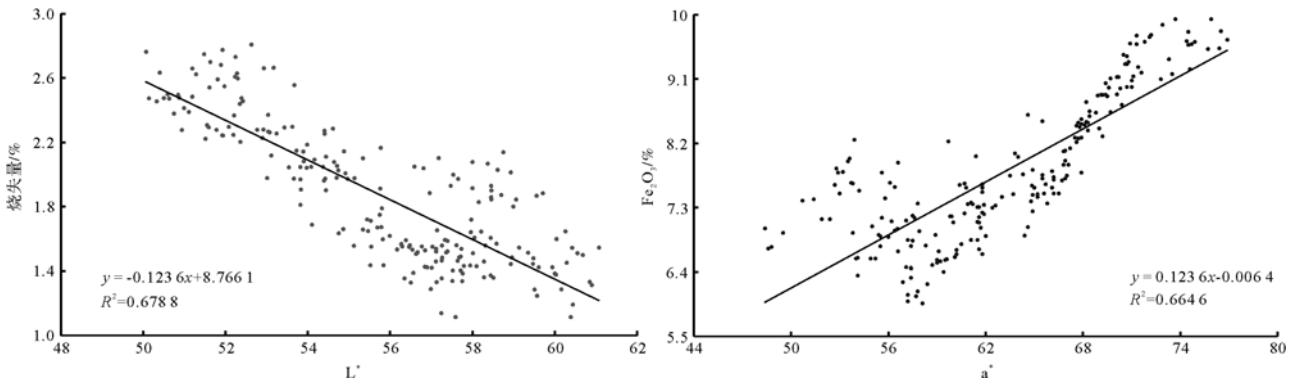


图2 茶房村剖面 L* 与烧失量, a* 与 Fe₂O₃ 之间的相关关系

Fig.2 Correlation coefficient of lightness and Loss on Ignition, a* and Fe₂O₃ of the Chafangcun profile in the Danfeng country, China

一定气候条件下地表植被的发育特征和生物量的大小,揭示植被的生长状态,而降雨量的变化直接影响着植被的发育特征和生物量的大小,降水量的增加会导致植被的发育,使有机质含量增多。显然,茶房村剖面中 L* 的变化实质是对区域降水量变化的响应。古土壤 S₀ 中较低的 L* 值指示该时期气候暖湿,降水较多,植被发育,有利于有机质的累积;而黄土的 L* 值较高,反映其形成时期气候干冷,植被生长较差,有机质累积减少。值得注意的是,在剖面 190 cm 处的 L* 出现一个明显的峰值,可能指示该时期存在一个

降水量减少的时期,这在磁化率曲线上并没有明显的体现出来(图 1),表明 L* 指示降水量方面似乎有更高的灵敏度,能够反映夏季风强度的一些精细变化。

4.2 a* 的意义

a* 表面上是沉积物在特定条件下的颜色,实质是对土壤内在成分变化的反映。前人的研究认为碳酸盐矿物和有机质的含量变化对 a* 影响有限,导致其发生变化的主要因素是沉积物中铁氧化物的含量^[7,20]。在中低等风化程度下,黄土中的铁往往属于稳定元素,在风化过程中难以发生显著地迁移,主要

发生价态和形态的转变,风化过程中游离出来的铁常转化为稳定的铁氧化物(如赤铁矿、真铁矿、磁铁矿等)存在。比较茶房村剖面中 a^* 与铁氧化物(Fe_2O_3)曲线,可发现 a^* 值随地层序列的变化特征与 Fe_2O_3 曲线十分吻合,具有几乎一致的峰谷变化和相位变化(图 1),相关性也分析显示,二者相关系数为 $R^2=0.6646$ (图 2),具有良好的相关性。

上述分析说明铁氧化物含量的变化是使引起 a^* 值发生变化的主要因素,但具体的铁矿物成分仍有待进一步深入的研究。在古土壤形成时期,暖湿的气候条件有利于风化成壤作用的发生,大量不稳定矿物的分解和易溶组分的淋溶,使得难移的铁氧化物含量相对富集,出现更多的致色性质的铁氧化物(如赤铁矿等),使沉积物的颜色加深, a^* 值增加。而在黄土堆积时期则气候干冷,不利于矿物的风化分解,较少致色性质的铁氧化物,因此沉积物的 a^* 值较低。由此可见,黄土—古土壤序列的 a^* 值变化实际上反映了受夏季风环流强度控制的风化成壤强度强弱的变化,古土壤 S_0 较高的 a^* 值指示该时期气候暖湿,风化成壤作用较强,而黄土中 a^* 值较低反映了该时期气候干冷,成壤微弱。

4.3 L^* 、 a^* 、 b^* 及其与磁化率的相关分析

CIELAB(1976)表色系统是一个立体的颜色空间,不同颜色坐标分量之间也会相互影响^[19]。为此分析 L^* 、 a^* 、 b^* 之间的关系,结果(表 2)显示: L^* 、 a^* 呈明显的负相关关系,二者的相关系数 $R^2=-0.791$, L^* 随着 a^* 的增大而明显减小,铁氧化物含量的变化可能对该区黄土的 L^* 的产生明显的影响; L^* 与 b^* 呈正相关关系,相关系数分别为 0.427, L^* 在一定程度上随着 b^* 的增大而增大,但是相对于 a^* , b^* 的影响相对较小; a^* 与 b^* 的相关系数仅为 0.087,二者并不存在明显的相关性,二者的变化受制于不同的致色物质。

表 2 茶房村剖面 L^* 、 a^* 、 b^* 及其与磁化率的相关性分析

Table 2 Correlation analysis of the chromaticity index and magnetic susceptibility of Chafangcun profile in the Danfeng country, China

	L^*	a^*	b^*	a^*/b^*	磁化率
L^*	1				
a^*	-0.791**	1			
b^*	0.427**	0.090	1		
a^*/b^*	-0.896**	0.956**	-0.198**	1	
磁化率	-0.923**	0.872**	0.285**	0.934**	1

注: **表示在 0.01 水平(双侧)上显著相关。

黄土磁化率与成壤作用密切相关,作为常用的气候代用指标,在东亚气候演变的研究中得了广泛的应用,在该研究区域,磁化率也能够较好的反演区域气候的演变^[15,21-22]。为进一步明确色度指标的气候意义,对其分别与磁化率进行对比分析,结果(图 1、表 2)显示: L^* 、 a^* 与磁化率均具有显著的相关性,相关系数分别为-0.923,0.872,且二者在幅度和趋势上与磁化率也具有良好的可比性,可作为良好的气候替代来反演该区环境的演变,甚至对次一级的气候变化事件上也有明显的指示; b^* 曲线的波动幅度较太小,且其与磁化率的相关系数也仅为 0.087, b^* 对区域气候的响应存在一定的局限性。进一步研究发现, a^*/b^* 比值在剖面中也随黄土—古土壤地层呈有规律的变化,其曲线可与磁化率曲线进行极好地对比(图 1),不仅其主要峰谷变化特征相吻合,而且次一级的峰谷也具有较高的一致性,如在剖面 90 cm、150 cm、170 cm、330 cm 等,均表现为一一对应关系;相关性分析也显示 a^*/b^* 比值和磁化率之间二者的相关性 $R^2=0.934$,为显著相关关系(表 2)。因此, a^*/b^* 也可作为一个良好的气候代用指标,反映该区气候的变化特征,其高值指示暖湿气候下的强成壤环境,低值指示干冷环境下的弱成壤环境。

5 茶房村剖面色度变化与环境演变

上述分析表明气候因素是导致沉积物色度参数发生变化的主要驱动因子,茶房村黄土—古土壤剖面色度参数的变化实际上记录该区东亚季风的变化历史。马兰黄土 L_1 (相当于晚更新世末期,11 500 a B.P.以前)中较高的 L^* 和较低的 a^* 、 a^*/b^* 值指示该时期气候环境恶劣,降水较少和生物不活跃、风化成壤作用弱的环境特征;过渡黄土 L_1 (全新世早期,11 500~8 500 a B.P.)的 L^* 值呈降低的趋势而 a^* 、 a^*/b^* 值则明显升高,表明此时期区内气候向暖湿方向转变,气温和降水增加,风化成壤作用的增强;古土壤 S_0 (全新世中期,8 500~3 100 a B.P.)中 L^* 呈现最低值, a^* 、 a^*/b^* 则为最高值,结合磁化率显著升高等特征,指示这时期经历了强烈的风化成壤作用,反映了气温较高,植被茂密和生物活跃的环境特征;全新世黄土 L_0 (全新世晚期,3 100 a B.P.以来), L^* 值明显回升, a^* 、 a^*/b^* 值骤减,表明该时期东亚季风格局发生突变,西北季风增强,气候暖湿程度降低,该地区重新进入一个相对干旱少雨的时期。上述结论与前人^[15]对该区晚更新世以来的环境演变研究所得到的

结论相一致。

6 结论

茶房村剖面 L^* 的变化主要与有机质含量密切相关,可能还受到氧化物的影响; a^* 的变化则主要受制于氧化物的种类和含量。尽管二者的受控因素不同,但均风化成壤作用密切相关,且二者同磁化率具有良好的可比性,沉积物的 L^* 、 a^* 指标同样可以作为反演夏季风的变化的良好的替代指标。相比于磁化率, L^* 、 a^* 对气候变化响应敏感,甚至对次一级的气候变化事件上也有明显的指示。

b^* 指标对区域气候的响应存在一定的局限性,为此本文尝试使用 a^*/b^* 指标,综合考虑 a^* 、 b^* 对气候变化的响应,能够较好的重建该区晚更新世以来的环境变化的时空特征。 L^* 、 a^* 、 a^*/b^* 共同揭示该区晚更新世以来经历了湿冷—回暖—暖湿—冷凉的变化过程。

参考文献 (References)

- 刘东生. 黄土与环境[M]. 北京: 科学出版社, 1985. [Liu Dongsheng. Loess and Environment[M]. Beijing: Science Press, 1985.]
- 苗运法, 杨胜利, 卓世新, 等. 我国西北干旱区现代地表沉积物颜色指标与降水关系[J]. 海洋地质与第四纪地质, 2013, 33(4): 77-85. [Miao Yunfa, Yang Shengli, Zhuo Shixin, et al. Relationship between the color of surface sediments and precipitation in arid Northwest China [J]. Marine Geology & Quaternary Geology, 2013, 33(4): 77-85.]
- 陈昉, 陈骏, 季峻峰, 等. 陕西洛川黄土剖面的白度参数及其古气候意义[J]. 地质论评, 2002, 48(1): 38-43. [Chen Yang, Chen Jun, Ji Junfeng, et al. Whiteness intensity in Luochuan loess sequence (Shaanxi Province) and paleoclimatic implications[J]. Geological Review, 2002, 48(1): 38-43.]
- 庞奖励, 黄春长, 周亚利, 等. 汉江上游谷地全新世风成黄土及其成壤改造特征[J]. 地理学报, 2011, 66(11): 1562-1573. [Pang Jiangli, Huang Chunchang, Zhou Yali, et al. Holocene aeolian loess and its pedogenic modification in the Upper Hanjiang River Valley, China [J]. Acta Geographica Sinica, 2011, 66(11): 1562-1573.]
- 周伟, 王琦, 赵其渊, 等. 渤海南部海底沉积物颜色的研究[J]. 海洋科学, 1990, 14(3): 31-35. [Zhou Wei, Wang Qi, Zhao Qiyuan, et al. Color variation of surface sediment in south Bohai Sea[J]. Marine Sciences, 1990, 14(3): 31-35.]
- 杨胜利, 方小敏, 李吉均, 等. 表土颜色和气候定性至半定量关系研究[J]. 中国科学(D辑): 地球科学, 2001, 31(增刊1): 175-181. [Yang Shengli, Fang Xiaomin, Li Jijun, et al. Transformation functions of soil color and climate[J]. Scientia Sinica Terrae, 2001, 31(Suppl.1): 175-181.]
- Sun Y B, He L, Liang L J, et al. Changing color of Chinese loess: geochemical constraint and paleoclimatic significance[J]. Journal of Asian Earth Sciences, 2011, 40(6): 1131-1138.
- Ding Z L, Yang S L, Hou S S, et al. Magnetostratigraphy and sedimentology of the Jingchuan red clay section and correlation of the Tertiary eolian red clay sediments of the Chinese Loess Plateau [J]. Journal of Geophysical Research: Solid Earth (1978-2012), 2001, 106(B4): 6399-6407.
- 何柳, 孙有斌, 安芷生. 中国黄土颜色变化的控制因素和古气候意义[J]. 地球化学, 2010, 39(5): 447-455. [He Liu, Sun Youbin, An Zhisheng. Changing color of Chinese loess: controlling factors and paleoclimatic significances[J]. Geochimica, 2010, 39(5): 447-455.]
- 丁敏, 庞奖励, 黄春长, 等. 全新世黄土—古土壤序列色度特征及气候意义——以关中平原西部梁村剖面为例[J]. 陕西师范大学学报: 自然科学版, 2010, 38(5): 92-97. [Ding Min, Pang Jiangli, Huang Chunchang, et al. Chroma characteristics and its climatic significance in Holocene loess -paleosol sequence—A case study of the Holocene Liangcun profile in the western Guanzhong Basin [J]. Journal of Shaanxi Normal University: Natural Science Edition, 2010, 38(5): 92-97.]
- Yang S L, Ding Z L. Color reflectance of Chinese loess and its implications for climate gradient changes during the last two glacial-interglacial cycles [J]. Geophysical Research Letters, 2003, 30(20): 2058, doi: 10.1029/2003GL018346.
- 徐丽, 苗运法, 方小敏, 等. 青藏高原东北部西宁盆地中始新世-渐新世沉积物颜色与气候变化[J]. 兰州大学学报: 自然科学版, 2009, 45(1): 12-19. [Xu Li, Miao Yunfa, Fang Xiaomin, et al. Middle Eocene-Oligocene climatic changes recorded by sedimentary colors in the Xining Basin, in northeastern Tibetan Plateau, NW China [J]. Journal of Lanzhou University: Natural Sciences, 2009, 45(1): 12-19.]
- 宋春晖, 白晋锋, 赵彦德, 等. 临夏盆地 13~4.4 Ma 湖相沉积物颜色记录的气候变化探讨[J]. 沉积学报, 2005, 23(3): 507-513. [Song Chunhui, Bai Jinfeng, Zhao Yande, et al. The color of lacustrine sediments recorded climatic changes from 13 to 4.4 Myr in Linxia Basin [J]. Acta Sedimentologica Sinica, 2005, 23(3): 507-513.]
- 雷祥义. 秦岭黄土—古土壤发育时的植被与环境[J]. 海洋地质与第四纪地质, 2000, 20(1): 73-79. [Lei Xiangyi. Vegetation and environment during period of loess-paleosol development in the Qinling mountains [J]. Marine Geology & Quaternary Geology, 2000, 20(1): 73-79.]
- 高鹏坤, 庞奖励, 黄春长, 等. 陕西省丹凤县茶房村黄土古土壤剖面风化程度及对气候变化的响应[J]. 中国沙漠, 2014, 34(5): 1248-1253. [Gao Pengkun, Pang Jiangli, Huang Chunchang, et al. Weathering intensity of the Chafangcun loess-paleosol profile in Shaanxi, China and its response to climate change [J]. Journal of Desert Research, 2014, 34(5): 1248-1253.]
- 雷祥义. 商州黄土记录的最近六十万年来东秦岭古环境变迁[J]. 海洋地质与第四纪地质, 1999, 19(1): 69-79. [Lei Xiangyi. Paleo environmental changes recorded by Shangzhou Loess-paleosol sequences on the eastern Qinling Mts. during the last 0.6 Ma [J]. Marine Geology & Quaternary Geology, 1999, 19(1): 69-79.]
- Robertson A R. The CIE 1976 color-difference formulae [J]. Color

- Research & Application, 1977, 2(1): 7-11.
- 18 彭淑贞,郭正堂. 西峰晚第三纪红土记录的亮度学特征[J]. 第四纪研究,2003,23(1):110-110. [Peng Shunzhen, Guo Zhengtang. Characteristic of luminosity of the Late Tertiary red earth in Xifeng area[J]. Quaternary Sciences, 2003, 23(1): 110-110.]
- 19 石培宏,杨太保,田庆春,等. 靖远黄土—古土壤色度变化特征分析及古气候意义[J]. 兰州大学学报:自然科学版,2012,48(2): 15-23. [Shi Peihong, Yang Taibao, Tian Qingchun, et al. Chroma characteristics in the loess-paleosol at Jingyuan section and its significance to paleoclimate[J]. Journal of Lanzhou University: Natural Sciences, 2012, 48(2): 15-23.]
- 20 Resende M. Mineralogy, chemistry, morphology and geomorphology of some soils of the Central Plateau of Brazil[D]. West Lafayette, Indiana; Purdue University, 1976.
- 21 刘秀铭,刘东生,Heller F,等. 中国黄土磁化率与第四纪古气候研究[J]. 地质科学,1992(增刊1):279-285. [Liu Xiuming, Liu Dongsheng, Heller F, et al. Study on magnetic susceptibility of loess and Quaternary climate in China[J]. Scientia Geologica Sinica, 1992 (Suppl.1): 279-285.]
- 22 Kukla G, Heller F, Ming L X, et al. Pleistocene climates in China dated by magnetic susceptibility[J]. Geology, 1988, 16(9): 811-814.

Chroma Characteristics and Its Significances of the Chafangcun Loess-paleosol Profile in Southeast Shaanxi, China

GAO PengKun PANG JiangLi HUANG ChunChang ZHOU YaLi BIAN HongYan
WANG LeiBin WANG XueJia

(College of Tourism and Environment, Shaanxi Normal University, Xi'an 710119)

Abstract: The chroma and its major controlling factors of the Chafangcun loess-paleosol profile was studied in Danfeng, which is located on the southeast Shaanxi. Results show that lightness, redness and redness/yellowness are significantly different between loess and paleosol layers, with relatively low lightness values and high redness and redness/yellowness values in the paleosol layers. The lightness is strongly linked to the organic matter, By contrast the redness and redness/yellowness are strongly linked to the types(e.g., hematite and goethite) and concentrations of iron oxides. While variations in the lightness, redness and redness/yellowness are controlled by different color materials, these three proxies are closely associated with post-depositional processes such as chemical weathering and pedogenesis. And they are also good comparison between these chromaticity coefficients and magnetic susceptibility. Which indicates that the variation of chromaticity coefficients can indirectly reflect the change of climate and pedogenic environment.

Key words: chroma; loess-paleosol; climatic change; Chafangcun