doi:10.7515/JEE201402003

新疆昭苏黄土剖面色度变化特征及古气候意义

李 越^{1,2}, 宋友桂¹, 王千锁³

(1. 中国科学院地球环境研究所 黄土与第四纪地质国家重点实验室,西安 710075;2. 中国科学院大学,北京 100049;3. 南京师范大学 地理科学学院,江苏省环境演变与生态建设重点实验室,南京 210046)

摘 要: 对受西风影响的伊犁盆地南缘的昭苏波马剖面进行色度指标分析后发现,在黄土堆积 期间,亮度 L* 在很大程度上受控于颜色分量 a*、b*,同有机质含量关系密切。在 S_0 中亮度 L* 与碳酸钙有较好的相关性,而在 L_1 中相关性极低。红度 a* 受赤铁矿含量的影响最大,其较好的 正相关关系可以很好地反映气候变干的过程。而黄度 b* 与针铁矿相关性较差,易受到多方面因 素的影响,对气候转变的敏感性不高。

关键词:昭苏剖面;黄土-古土壤;色度;气候变化 中图分类号: P532 文献标志码: A 文章编号: 1674-9901(2014)02-0067-09

Chroma characteristics in the Zhaosu loess section and its paleoclimatic significance

LI Yue^{1, 2}, SONG You-gui¹, WANG Qian-suo³

(1.State Key Laboratory of Loess and Quaternary Geology, Institute of Earth Environment, Chinese Academy of Sciences, Xi'an 710075, China; 2. University of Chinese Academy of Sciences, Beijing 100049, China; 3. Key Laboratory of Environmental Evolution and Ecological Construct of Jiangsu Province, College of Geography Science, Nanjing Normal University, Nanjing 210046, China)

Abstract: Chromatic proxies of loess section at the Zhaosu County in the southern Ili Basin are analyzed in this paper. The findings show that correlation between lightness L*, to a large extent, controlled by color components, a* and b*, and it is close to organic content. In the interval S_0 , lightness L* correlates well with calcium carbonate, while either none or less relates to that in the interval L_1 . Redness a* is mainly affected by hematite content, namely, a* value increases with the increase of hematite content, suggesting that it can well indicate the process of drying. But yellows b* has less relation with goethite content, with lower sensitivity to climatic shift due to the effects of several different factors.

Key words: Zhaosu; loess-paleosol sequence; soil color; environmental evolution

土壤颜色是土壤在可见光波段的反射光谱特征,其与土壤有机质含量、氧化铁含量、质地和 粘粒含量、水分、粘土矿物类型等理化性状密切 相关。由于沉积物的颜色主要反映矿物组成及其 特征,而自然风化成壤作用往往会引起沉积物物 质成分的变化。因此,沉积物颜色(色度)的变 化能反映气候变化的信息。在黄土高原千年尺度 和万年尺度的黄土 – 古气候研究中土壤颜色能很 好地反映亚洲季风和全球气候变化的特征(Fang et al, 1999;杨胜利等, 2001; Yang et al, 2003; Sun et al, 2011)。但对于色度是否能应用于新疆 干旱区黄土古气候的研究尚未见报道,本文以位 于新疆伊犁盆地南缘的昭苏波马黄土剖面(ZSP) 为研究对象,探讨伊犁黄土色度指标的古气候意 义,为研究西风带影响下的伊犁地区的环境变迁 研究提供重要依据。

收稿日期: 2014-01-08

基金项目:国家重点基础研究发展规划项目(2013CB955904);国家自然科学基金项目(41172166);中国科学院科技创新团队及自主布署项目(ZZBS1301)

通讯作者: 宋友桂, E-mail: syg@ieecas.cn

1 地理背景与采样

1.1 地理背景

伊 犁 盆 地 地 处 78°10′~ 84°50′E、42°30′~ 44°35′N,东部位于我国新疆天山山脉的西段,西 部在哈萨克斯坦共和国境内。地貌轮廓是一个开口 向西的喇叭形山间谷地,地势东高西低,盆地西侧 是中亚戈壁沙漠区(图1)。伊犁地区地处新疆西 部的天山深处,具有中温带大陆性湿润气候特征。 冬季,地面为蒙古高压所控制;夏季,蒙古高压 对新疆的控制消失,代之以北上的印度热低压(叶 玮,1999)。虽地处远离海洋的亚欧大陆中心地 带,但受到上述地貌形态的影响,来自北冰洋及 地中海的水汽可直接从伊犁谷地西口进入本区, 在受到北、东、南三面的山体阻挡后,于山麓地 带形成丰沛的降水。该区年平均气温2.6~9.2℃, 随着由西向东海拔高度与水热条件的变化,植被 逐渐由荒漠草原变为干草原,土壤则由灰钙土变 为栗钙土。





1.2 剖面概况与采样

昭苏波马剖面(ZSP)(80.25°E,42.69°N, 1875 m)邻近中哈边界波马古城遗址,位于伊犁盆 地南缘的特克斯河流阶地上(图1)。该黄土剖面厚 6.9 m,上部全新世土壤厚约0.9 m,下部为0.3 m的 古土壤沉积,底部为河流砂砾石层。对剖面自上而 下以5 cm间距共采集了138个粉末样品,用于磁化 率、CaCO₃含量、有机质含量和色度等代用指标的 测试。相关的岩石磁学(宋友桂等,2010; Song, 2012),粒度(李传想等,2011)、矿物学(曾蒙 秀和宋友桂,2013)和年代学(李传想和宋友桂, 2011; Song et al, 2012)结果已发表。据光释光年 代(Song et al, 2012)外推,其底部年龄为73 ka。

2 样品测试与表色系统

2.1 测试方法

色度在柯尼卡美能达公司生产的 CM-700d 分光

测色计进行,其中测试参数为CIE D65标准光源(色 温为 6500 K),观察视野为 10°,孔径为 8 mm。仪 器采用镜面反射光和漫反射光(SCI)测量模式, 光谱反射率标准偏差小于 0.1%, 色度值的标准差 值 /E*ab 小于 0.04。色度测试的具体步骤如下: ①用玛瑙研钵将烘干的样品碾磨至 200 目以下: ②使用零校正盒 CM-A182 进行仪器零位校准后, 取样品 0.5 g 左右放于载玻片凹槽中压实、压平, 然后放在 CM-700d 分光测色计自带的 CM-A177 白色校正板上;③随机选择三个表面平整的区域 测试三次,获得 L*、a*、b* 以及 400~700 nm 反 射光谱数据,然后分别取平均值。磁化率由英国 Bartington公司生产的MS2B型磁化率仪测量(Song et al, 2010)。CaCO3 含量采用 Bascomb 国际标准 碳酸盐法测量。有机质含量利用水合热重铬酸钾 氧化-比色法获得。上述指标均在黄土与第四纪 地质国家重点实验室完成测量。

2.2 CIELAB 表色系统

CIELAB 表色系统是目前最主要的颜色描述 和测量系统之一。该表色系统使用 L*、a*、b* 这 三个参量描述任何均匀连续的颜色空间。其中: L*代表明度,变化于黑(0)与白(100)之间; a*代表红度,变化于红和绿之间(+a*为红色方 向,-a*为绿色方向);b*代表黄度,变化与黄 与蓝之间(+b*为黄色方向,-b*为蓝色方向)。 下文采用该表色系统以上三个参数来描述土壤的 颜色变化。

3 结果

3.1 红度特征

图 2 中显示 a* 值的变化范围为 2.9~4.7,平 均值为 3.8,变化幅度为 62.07%,红度值的最大 值出现在 545 cm 处。从大到小的剖面层序为 L_1L_1 (3.95)> L_1L_2 (3.88)> L_1S_1 (3.68)> S_1 (3.62)> S_0 (3.48)。 L_1L_1 变化于 2.91~4.51; L_1L_2 比 L_1L_1 红度值要低,波动变化于 3.31~4.7; L_1S_1 的变化 范围 3.19~4.44。 S_1 古土壤层红度值变化于 2.97~ 3.99,而全新世 S_0 古土壤层是剖面中红度值最低的, 波动范围 2.9~4.3。

3.2 黄度特征

黄度值曲线变化没有红度曲线变化明显(图

2),在古土壤层中变化异常,如自约10ka以来 就表现出明显的急剧下降趋势。而在黄土层中除 了弱发育古土壤层有低频高幅的振动外,其余地 层均相对较为稳定。b*值的变化范围为8.36~17.63, 平均值为14.28,最大值出现在680 cm 处。剖面 层序从大到小为S₁(16.25)>L₁L₁(14.70)> L₁L₂(14.65)>L₁S₁(14.36)>S₀(11.71)。S₁ 波动变化于13.5~17.63,变化幅度为30.59%; L₁L₁波动范围是12.8~16.18;L₁L₂波动变化于 13.39~15.54;L₁弱古土壤层L₁S₁的变化范围 13.65~15.49;S₀波动范围8.36~14.83。

3.3 亮度特征

亮度值的变化特征和趋势与 a^* 、 b^* 是相反的(图 2),其值在黄土-古土壤序列中的差异程度不 如 a^* 显著。整个剖面的变化范围为 53.21~72.06, 平均值为 67.22,最大值出现在 325 cm 处。其 值从大到小变化顺序依次为 $S_1(69.83) > L_1S_1$ (68.48)> $L_1L_2(68.20) > L_1L_1(67.47) > S_0$ (62.01)。 S_1 变化于 69.15~70.82; L_1S_1 弱古土 壤层亮度值变化于 64.96~71.22; L_1L_2 黄土层的亮 度值波动范围是 65.59~70.73; L_1L_1 黄土层黄度值 波动变化于 63.63~72.06,变化幅度为 13.25%; S_0 古土壤层的亮度值是该剖面中最低的,其变化范 围 53.21~70.47。



图 2 昭苏剖面黄土 - 古土壤序列及亮度 (L*)、红度 (a*)、黄度 (b*)、磁化率变化特征 Fig.2 Variations of lightness(L*), redness(a*), yellows(b*) and magnetic susceptibility of loess-paleosol section in Zhaosu County

3.4 磁化率与碳酸钙、有机质百分含量变化特征

图 2 中显示剖面质量磁化率与频率磁化率变化 趋势基本一致,两者都为在古土壤层大于黄土层, 前者变化于 35.68×10⁻⁸~88.98×10⁻⁸ m³·kg⁻¹,后者 变化于 -3.10%~8.40%。如图 3 所示,该剖面碳酸 钙含量变化于 3.37%~19.20%,黄土层的含量明显 大于古土壤层;有机质含量变化于 0.22%~5.72%, 在 S₀ 中急剧增加。

4 讨论

4.1 亮度的意义

色度指标中的亮度是指土壤的明暗程度。前 人普遍认为碳酸钙和有机质是影响土壤亮度的 主要因素(彭淑贞和郭正堂,2003;何柳等, 2010),同时 a*和b*也会影响L*(颜色深浅) 的变化(石培宏等,2012)。鉴于此,现对亮度 L*分别与碳酸钙、有机质含量以及 a*、b*进行相 关性分析(图 4)。结果显示亮度 L*与碳酸钙、 有机质含量的相关系数 *R*²分别为 0.442(图 4a) 和 0.542(图 4b),与b*的为 0.462(图 4d), 而与 a* 的相关系数 *R*²只有 0.006(图 4c)。

从相关性分析结果(图4)来看,似乎是整个 剖面中有机质含量对亮度L*的影响程度最大,碳 酸钙的影响比有机质小;黄度b*的增加也会显著地 使亮度L*增大,而红度a*与亮度L*不相关。但 值得注意的是图4中大部分样品都分布比较集中, 认为通过对剖面整体做相关性分析会掩盖一部分重 要信息。如图3所示,全新世发育的古土壤与下伏 地层无论是在色度参数还是成分上都有较明显的变 化,因此认为有必要将 S₀ 与下伏地层分开来研究。 S₀中,亮度 L*与碳酸钙含量的相关系数 R^2 为 0.636,与有机质的为 0.508;与 b*的相关系数高达 0.792,而与 a* 的仅为 0.034。S₀ 以下的地层中,对应的相关系数为 0.010、0.001、0.022 和 0.595。

S₀中L*与碳酸钙、有机质存在较为显著的相 关性。有机质、腐殖质等对反射光谱有较强的吸收 能力,从而决定了相对富含有机质的古土壤具有 较低的光谱反射值(徐琳琳和季耿善, 1987)。 而碳酸钙的影响高于有机质,这可能与两者质量 分数的明显差异有关。S。中L*与b*呈最为显著 的正相关(R=0.89),可能是由于CIELAB系统 是一个立体颜色空间系统,不同颜色分量会相互 影响(石培宏等, 2012)。下伏地层中亮度 L* 与 有机质、碳酸钙不相关,这一点与苗运法等(2013) 的研究结果一致, 而 a* 却成为影响 L* 的主要因素, 与L*呈明显的负相关关系(R=-0.77),这与石 培宏等(2012)的结果相同,而且相关系数也相近。 通过以上内容可以看出,亮度L* 在很大程度上受 a*、b*颜色分量的影响。而与有机质的相关程度 取决于有机质的丰度,因为从图3来看,下伏地 层有机质含量比 S₀要小得多,并且其变化基本没 有超过一个数量级(图3),如此小幅度的变化即 使可以引起亮度 L* 的改变, 也是很微弱的。亮度 L* 与碳酸钙也并不总具有相关性, 其相关系数可 能受控于红度 a*,并且进而可能与影响红度 a* 的 物质相对含量有关,所以不能只用碳酸钙含量来 解释这种相关性。亮度 L* 与碳酸钙之间的相关性 机理有待进一步研究。







图 4 昭苏剖面黄土 – 古土壤序列 L* 与碳酸钙、有机质含量以及 a*, b* 之间的线性关系 Fig.4 Linear Relationships among L*, organic matter, carbonate, a* and b* in Zhaosu loess-paleosol sequence

4.2 红度和黄度的意义

表面上红度和黄度是反映沉积物在特定条件 下的颜色变化,实质上是土壤内在成分的反映。 黄土与古土壤的颜色差异主要与碳酸盐、有机 质、铁氧化物的含量变化有关(徐琳琳和季耿 善, 1987; 彭淑贞和郭正堂, 2003; 季峻峰等, 2007; 何柳等, 2010), 其中铁氧化物主要指 是针铁矿(明亮黄色)和赤铁矿(赤红色)(Ji et al, 2001; Chen et al, 2002; Balsam et al, 2004: Torrent et al, 2006)。不同铁氧化物矿 物铁元素的轨道电子的晶体场不同导致形成不同 的特征反射光谱(Scheinost et al, 1998),据 此特征可以鉴定样品中的各类铁氧化矿物,特别 是赤铁矿和针铁矿(季峻峰等,2007)。昭苏剖 面各样品在可见光范围内的反射率变化曲线比较 平滑,无明显的峰值(图 5a),但反射率谱的 一阶导数(图 5b)可以检验赤铁矿和针铁矿的 存在与否。

昭苏样品的一阶导数曲线明显具有多峰分布

的特点(图5),其中贡献最大的三个高峰区间 位于在 425~450 nm、500~525 nm 和 550~575 nm 的波长范围。研究表明针铁矿有两个反射峰, 主峰位于 535 nm, 次峰位于 435 nm, 而赤铁矿 只有一个显著的反射峰,位于 565~575 nm (季 峻峰等,2007)。图5位于550~575 nm 区间的 反射峰可以与赤铁矿的反射峰对应起来,说明 样品中一定有赤铁矿的存在。然而 425~450 nm 和 500~525 nm 区间的反射峰不能很好地区分主 峰、次峰,只有425~450 nm 的反射峰可以对 应针铁矿 435 nm 的次峰,本文认为其原因是: (1)样品中虽然存在针铁矿,但含量很少。一 般认为,随着针铁矿含量的增加,矿物特征峰 会向着长波方向移动(季俊峰等,2007)。而 本文得到的针铁矿特征峰向短波方向偏移,说 明其含量相对较少; (2)针铁矿反射峰受到其 他与之颜色相近的物质成分的干扰,即存在强 烈的基体效应(Deaton and Balsam, 1991)。 在昭苏地区黄土中,无论是全岩样品还是分粒 级样品,绿泥石的含量均较高,其中在全岩样 品中绿泥石的平均含量达12%(曾蒙秀和宋友 桂,2013),而粘土矿物中的伊利石和绿泥石 在440 nm 处也有特征峰存在,很容易与针铁矿 在435 nm 处的特征峰叠加,从而干扰正常的检 测(Balsam and Damuth,2000),这样也就造 成主次峰不能很好区分的现象。



光谱反射率变化曲线及部分一阶导数曲线 Fig.5 Spectral reflectance curves of each wavelength in visible region for all the samples and the first derivative curves deduced from parts of the former

为了确定该剖面中赤铁矿、针铁矿与色度指标的相关关系,需要得到两者的含量。由于伊犁黄土中的主要矿物组成与黄土高原的较为一致(曾蒙秀和宋友桂,2013; Song et al, 2014),故尝试使用季峻峰等(2007)的方法来求得赤铁矿和针铁矿的相对含量。

将 a* 分别与碳酸钙、有机质以及赤铁矿作相 关性分析(图 6),结果发现其与赤铁矿有显著的 相关性(图 6e),相关系数 R²为 0.455,而受碳 酸钙和有机质的影响十分微弱(图 6a,b),尤其 是在 L₁ 层中,由此证明赤铁矿作为一种铁氧化物 是影响该地区黄土剖面红度变化的主要因素,而 红度 a* 与碳酸钙、有机质含量变化基本无关,这 与何柳等(2010)的结论一致,而与苗运法等(2013) 的结果不同。

在黄土-古土壤序列中, 蒸发量大于降雨量

的干旱温暖的氧化环境有利于赤铁矿的形成,而湿 润的环境则有利于磁铁矿的形成。尽管波马剖面 所在的昭苏县现在的年平均降雨量为 500 mm (李 新新和宋友桂, 2013), 然而特殊的地形以及较 差的水热组合条件使得现代的成壤作用较弱(李 传想和宋友桂,2011)。对于黄土-古土壤序列, 频率磁化率(χ_{tt})可以作为成壤作用强度的一项指 标(Zhou et al, 1990)。由图2可以看出, 剖面 各层位的频率磁化率 (χ_α) 值基本都要小于现今的 值,所以剖面发育期间成壤作用一直不如现今, 在这样的沉积环境中,磁铁矿的形成受限。岩石 磁学研究 (Song et al, 2010; 宋友桂等, 2010) 表明昭苏地区磁化率增强机制除了成壤作用的模 式外,还存在阿拉斯加风速论模式的特点,这样 昭苏磁化率的古环境意义变得较为复杂,例如在 L₁S₁ 层中, 磁化率曲线看不出波动。然而红度 a* 在该层上部(350~400cm)却显示有更加干旱的 记录,并且下部还有3次低频振动(图2),因此 红度具有比磁化率更加明确的气候意义。当然使 用红度 a* 来反演古环境也不是十分完善,比如频 率磁化率(χ_{ft})曲线上 230~270 cm 处大幅度千年 尺度的波动在红度曲线上却没有显著记录。另外 对于古土壤层红度 a* 的平均值小于黄土层的情况, 还有待进一步研究。综上所述, 红度 a* 可以有效 地反映古气候演变,但如果只用单一的红度 a* 来 解释气候变化,可能会造成信息的不完整。

将黄度 b* 与针铁矿作相关性分析(图 6c, d, f),发现其相关性 ($R^2=0.196$) 明显要比碳酸 钙(R²=0.297)和有机质(R²=0.587)的差。本文 认为其原因可能是该区自末次冰期以来的沉积环 境存在高亚洲风成沉积物的碳酸盐含量变化特点 (Zan et al, 2013)。当气候变得相对比较湿润时, 不但有针铁矿的形成(Balsam et al, 2004),而且 碳酸钙的含量会升高,但这并不能说明外观为白 色的碳酸钙是引起黄度值变化的矿物成分。另外 如图 3 所示, 在 170~200 cm 处, 碳酸钙含量存在 一个千年尺度的减小过程, 而在这期间黄度值的 变化较为缓和:在470~560 cm 处碳酸钙含量经历 了一次明显的大幅度波动,然而黄度 b* 的变化却 始终同针铁矿含量的波动相一致。由此认为在黄 土发育阶段,碳酸钙与黄度 b* 只是通过降水量这 一中间变量来联系起来,从而具有了较为显著的 相关性。而对于黄度 b* 与有机质之间更显著的负 相关关系,认为其作用机制与碳酸钙相同,而且 只是表现在 0~65 cm 处(图 3),因为该处地层中 黄度 b* 与有机质的相关系数 *R*²=0.827,有机质含 量急剧增加到之前的 12 倍左右,从而抑制了该层 位黄色的表现。而在 65 cm 以下的地层中,其相 关系数 *R*² 仅为 0.008,这可能是其有机质含量极 少的缘故,从而对黄度影响很小。

由于以上原因, 黄度 b* 就不能很好地表现出 针铁矿含量的波动, 造成两者的相关性不太显著。 当然针铁矿含量少以及在求针铁矿含量时公式的 适用性可能也是其中的原因。由于容易受到碳酸 钙和有机质等多方面的影响和制约, 因此黄度 b* 不能对气候变化作出很好的响应。



图 6 昭苏剖面黄土 - 古土壤序列 a*、b* 分别与碳酸钙、有机质、赤铁矿以及针铁矿之间的关系 Fig.6 Relationship among a*、b*and calcium carbonate, organic matter, hematite as well as goethite in Zhaosu loess-paleosol sequence

5 结论

昭苏波马黄土剖面色度指标的分析表明,亮 度 L* 受颜色分量 a*、b* 的影响较大,进而可能 受控于铁氧化物的含量,而与有机质含量关系密 切。在 S₀ 中亮度 L* 与碳酸钙有较好的相关性, 而在 L₁ 中则不相关。亮度 L* 与碳酸钙的关系还 有待进一步研究。红度 a* 主要与沉积物中的赤铁 矿有关,其值随着赤铁矿含量的增加而增大。在 昭苏地区 a* 反映环境演变的能力明显要好于磁化 率,但在剖面某些地方对气候的敏感性较差,只 用单一的红度值来重建古环境可能会造成结果的 不完整性。由于容易受到多方面因素的影响,所 以黄度 b* 与针铁矿的相关性较差,也就造成其对 气候变化的响应在三个指标中最差。以色度作为 干旱区的气候代用指标仍然需要更多剖面来加以 验证。

参考文献

- 何柳,孙有斌,安芷生.2010.中国黄土颜色变化的控制因素和气候意义 [J]. 地球化学,39(5):448-455. [He L, Sun Y B, An Z S. 2010. Changing color of Chinese loess: Controlling factors and paleoclimatic significances [J]. *Geochimica*, 39(5):448-455.]
- 季峻峰,陈 骏, Balsam W, 等. 2007. 黄土剖面中赤铁矿 和针铁矿的定量分析与气候干湿变化研究 [J]. *第四纪* 研 究, 27(2): 221–229. [Ji J F, Chen J, Balsam W, et al. 2007. Quantitative analysis of hematite and goethite in the Chinese loess–paleosol sequences and its implication for dry and humid variability [J]. *Quaternary Sciences*, 27(2): 221–229.]
- 李新新, 宋友桂. 2013. 最近 55 年新疆昭苏县气温与降水特 征分析 [J]. *干旱区资源与环境*, 27(10): 133–138. [Li X X, Song Y G. 2013. Climate change characteristics and causes in Zhaosu of Xinjiang over the last 55 years [J]. *Journal of Arid Land Resources and Environment*, 27(10): 133–138.]
- 李传想, 宋友桂. 2011. 粒度年代模型在伊犁昭苏黄土地层 中的初步应用 [J]. *地球环境学报*, 2(5): 612–617. [Li C X, Song Y G. 2011. Application of grain size age models on Zhaosu loess stratigraphy in Ili region [J]. *Journal of Earth Environment*, 2(5): 612–617.]
- 李传想, 宋友桂, 千琳勃, 等. 2011. 中亚昭苏黄土剖面粒 度记录的末次冰期以来气候变化历史 [J]. *沉积学报*, 29(6): 1170-1179. [Li C X, Song Y G, Qian L B, et al.

2011. The history of climate change recorded by the grain Size at the Zhaosu loess section in the Central Asia since the last glacial period [J]. *Acta Sedimentologica Sinica*, 29(6): 1170–1179.]

- 苗运法,杨胜利,卓世新,等. 2013. 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,33 (4): 77-85. [Miao Y F, Yang S L, Zhuo S X, et al. 2013. Relationship between the color of surface sediments and precipitation in arid Northwest China [J]. *Marine Geology & Quaternary Geology*, 33(4): 77-85.]
- 彭淑贞, 郭正堂. 2003. 西峰晚第三纪红土记录的亮度学 特征 [J]. *第四纪研究*, 23(1): 110. [Peng S Z, Guo Z T. 2003. Characteristics of brightness recorded by red clay in Neogene period [J]. *Quaternary Sciences*, 23(1): 110.]
- 宋友桂,聂军胜,史正涛,等. 2010. 天山黄土磁化率增强 机制初步研究 [J]. 地球环境学报,1(1): 60-67. [Song Y G, Nie J S, Shi Z T, et al. 2010. A preliminary study of magnetic enhancement mechanisms of the Tianshan loess [J]. Journal of Earth Environment, 1(1): 60-67.]
- 宋友桂,史正涛. 2010. 伊犁盆地黄土分布与组成特征 [J]. 地理科学, 30(2): 267–272. [Song Y G, Shi Z T. 2010. Distribution and Compositions of Loess Sediments in Yili Basin, Central Asia [J]. Scentia Geographyca sinica, 30(2): 267–272.]
- 石培宏,杨太保,田庆春,等.2012.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),48(2):15-23. [Shi P H, Yang T B, Tian Q C, et al. 2012. Chroma characteristics in the loess-paleosol at Jingyuan section and its signification to paleoclimate [J]. Journal of Lanzhou University (Natural Sciences), 48(2): 15-23.]
- 徐琳琳,季耿善. 1987. 土壤光谱反射特征与理化性状的 相关分析 [C]// 宁芜土壤遥感研究专辑. 北京:科学 出版社,66-76. [Xu L L, Ji G S. 1987. The analysis of correlation between spectral reflectance properties of soil and its physicochemical properties [C]// Soil Remote Sensing Research Album of Ningwu. Beijing: Science Press, 66-76.]
- 叶 玮. 1999. 新疆伊犁地区自然环境特点与黄土形成条件 [J]. *干旱区地理*, 22(3): 9–16. [Ye W. 1999. Characteristics of physical environment and conditions of loess formation in Yili area, Xinjiang [J]. *Arid Land Geography*, 22(3): 9–16.]

- 杨胜利,方小敏,李吉均,等.2001.表土颜色和气候定性至半定量关系研究 [J]. 中国科学 (D 辑), 31(S1): 175–181.
 [Yang S L, Fang X M, Li J J. et al. 2001. Studies on the quantitative and semiquantitative relationship between the color of topsoil and climate [J]. Science in China (Series D), 31(S1): 175–181.]
- 曾蒙秀, 宋友桂. 2013. 新疆伊犁昭苏黄土剖面中的矿物组 成及其风化意义 [J]. *地质评论*, 59(3): 575-586. [Zeng M X. Song Y G. 2013. Mineral composition and their weathering significance of Zhaosu loess-paleosol sequence in the Ili Basin, Xinjiang [J]. *Geological Review*, 59(3): 575-586.]
- Balsam W L, Damuth J E. 2000. Further investigation of shipboard vs. shore-based spectral data: implications for interpreting leg 164 sediment composition [C]// Paull C K, Matsumoto R, Wallace P J. Proceedings of the Ocean Drilling Program. Sci. Results, College Station, Texas (Ocean Drilling Program), 164: 313–324.
- Balsam W, Ji J F, Chen J. 2004. Climatic interpretation of the Luochuan and Lingtai loess sections, China, based on changing iron oxide mineralogy and magnetic susceptibility [J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 223(3-4): 335-348.
- Chen J, Ji J F, Balsam W, et al. 2002. Characterization of the Chinese loess-paleosol stratigraphy by whiteness measurement [J]. *Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol*, 183(3–4): 287–297.
- Deaton B C, Balsam W L. 1991. Visible spectroscopy—a rapid method for determining hematite and goethite concentration in geological materials [J]. *Journal of Sedimentary Research*, 61(4): 628–632.
- Fang X M, Ono Y, Fukuksawa H, et al. 1999. Asian summer monsoon instability during the past 60,000 years: magnetic susceptibility and pedogenic evidence from the western Chinese Loess Plateau [J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 168: 219–232.
- Ji J F, Balsam W, Chen J. 2001. Mineralogic and climatic interpretations of the Luochuan Loess section (China)

based on diffuse reflectance spectrophotometry [J]. *Quaternary Research*, 56(1): 23–30.

- Scheinost A C, Chavernas A, Barron V, et al. 1998. Use and limitations of second-derivative diffuse reflectance spectroscopy in the visible to near-infrared range to identify and quantify Fe oxide minerals in soils [J]. *Clays* and Clay Minerals, 46(5): 528–536.
- Sun Y B, He L, Liang L J, et al. 2011. Changing color of Chinese loess: Geochemical constraint and paleoclimatic significance [J]. *Journal of Asian Earth Sciences*, 40(6): 1131–1138.
- Song Y G, Shi Z T, Fang X M, et al. 2010. Magnetic properties of Ili Loess and its comparison with Chinese Loess Plateau [J]. Science in China (Series D): Earth Sciences, 53(3): 419–431.
- Song Y G. 2012. Paleoclimatic implication of temperaturedependence of susceptibility of Tianshan loess, Central Asia [J]. *Advance Science Letters*, 6: 167–172.
- Song Y G, Li C X, Zhao J D, et al. 2012. A combined luminescence and radiocarbon dating study of the Ili loess, Central Asia [J]. *Quaternary Geochronology*, 10: 2–7.
- Song Y G, Chen X L, Qian L B, et al. 2014. Distribution and composition of loess sediments in the Ili Basin, Central Asia [J]. Quaternary International, 334–335: 61–73.
- Torrent J, Barron V, Liu Q S. 2006. Magnetic enhancement is linked to and precedes hematite formation in aerobic soil [J]. *Geophysical Research Letters*, 33(2): 1–4.
- Yang S L, Ding Z L. 2003. Color reflectance of Chinese loess and its implications for climate gradient changes during the last two glacial-interglacial cycles [J]. *Geophysical Research Letters*, 30(20): 2058.
- Zhou L P, Oldfield F, Wintle A G, et al. 1990. Partly pedogenic origin of magnetic variations in Chinese loess [J]. *Nature*, 346(23): 737–739.
- Zan J B, Fang X M, Yang S L, et al. 2013. Evolution of the arid climate in High Asia since ~1Ma: Evidence from loess deposits on the surface and rims of the Tibetan Plateau [J]. *Quaternary International*, 313–314: 210–217.