第 65 卷　第 4 期　　中山大学学报（自然科学版中英文）　　Vol. 65　No. 4
2026 年　7 月　　ACTA　SCIENTIARUM　NATURALIUM　UNIVERSITATIS　SUNYATSENI　　Jul.　2026

DOI：10. 11714/acta. snus. ZR20250268

汉江上游弥陀寺剖面色度特征及其指示意义*

张文桐[1]，庞奖励[2]，吕晔[3]，芦佳玉[1]，吕贤旺[1]

1. 盐城师范学院江苏沿海发展研究院，江苏 盐城 224007
2. 陕西师范大学地理科学与旅游学院，陕西 西安 710119
3. 临沂大学资源与环境学院，山东 临沂 276005

摘　要：汉江上游地处南北气候过渡带，其沉积序列对揭示东亚季风演化历史至关重要。本研究以汉江上游弥陀寺（MTS）剖面为研究对象，系统测定色度参数，结合磁化率、粒度等指标，探讨其古气候指示意义及全新世气候演变过程。结果表明，亮度（L^*）与Fe_2O_3含量呈负相关（R=−0.83），受有机质含量影响，古土壤层L^*值最低（48.41），指示强风化成壤作用；红度（a^*）与Fe_2O_3含量呈正相关（R=0.77），古土壤层a^*最高（平均值为4.99），反映暖湿条件下铁氧化物富集；黄度（b^*）和色调角（h^*）在冷干期的马兰黄土层中最高，在古土壤层中为最低值。a^*/b^*的变化趋势与h^*相反，在古土壤层中为高值（平均值为0.39）。色度参数与磁化率、黏粒含量及Rb/Sr的相关性具有统计学意义，证实其可作为有效的古气候替代指标。揭示了研究区全新世早期（11.5~8.0 ka BP）气候冷干，成壤作用弱；中期（8.0~3.1 ka BP）气候暖湿，成壤作用强烈，但在约6.48 ka BP前后出现显著的冷干波动事件；晚期（3.1 ka BP以来）气候再次转向冷干。研究成果不仅为汉江上游古气候重建提供了新证据，也深化了对南北过渡带气候演变规律的理解。

关键词：古气候重建；色度参数；气候演变；全新世；汉江上游

中图分类号：K903　　**文献标志码：**A　　**文章编号：**2097－0137（2026）04－0123－08

Chroma characteristics of the Mituosi profile in the upper Hanjiang River and their paleoenvironmental implications

Zhang Wentong[1], *Pang Jiangli*[2], *Lü Ye*[3], *Lu Jiayu*[1], *Lü Xianwang*[1]

1. Institute of Jiangsu Coastal Development, Yancheng Teachers University, Yancheng 224007, China
2. School of Geography and Tourism, Shaanxi Normal University, Xi'an 710119, China
3. School of Resources and Environment, Linyi University, Linyi 276005, China

Abstract: The upper reaches of the Hanjiang River are located in the north-south climatic transition zone of China, where sedimentary sequences are crucial for revealing the evolution history of the East Asian monsoon. This study examined the Mituosi profile in the upper Hanjiang River. Chromaticity parameters were systematically measured and integrated with magnetic susceptibility and grain size to assess their paleoclimatic significance and reconstruct the Holocene climate evolution. The results show that lightness L^* is negatively correlated with Fe_2O_3 content (R=−0.83). Influenced by organic matter content, L^* values are lowest in the paleosol layer (average 48.41), reflecting strong pedogenesis. Redness a^* exhibits a significant positive correlation with Fe_2O_3 content (R=0.77), reaching peak value in the paleosol layer (average 4.99). This reflects the enrichment of iron oxides under warm and humid conditions. Yellowness b^* and hue angle h^* display maximum values in the cold-dry Malan loess unit

* **收稿日期：**2025－12－30　　**录用日期：**2026－04－20　　**网络首发日期：**2026－05－19
基金项目：盐城市自然科学基金（YCBK2024006）
作者简介：张文桐（1991年生），男；**研究方向：**第四纪环境演变；E-mail：zhangwt@yctu.edu.cn
通信作者：庞奖励（1963年生），男；**研究方向：**环境演变；E-mail：jipang@snnu.edu.cn

全文阅读
ZR20250268

and decline in the paleosol layer. Conversely, the a^*/b^* ratio shows an opposite trend to h^*, with a high value (average 0.39) in the paleosol layer. Significant correlations among chromaticity parameters and magnetic susceptibility, clay content, and the Rb/Sr ratio confirming their utility as reliable paleoclimate proxies. The record reveals a cold, dry early Holocene (11.5~8.0 ka BP) characterized by weak pedogenesis. This was followed by warm, humid mid-Holocene (8.0~3.1 ka BP) with strong pedogenesis, albeit interrupted by a significant cold-dry event at ~6.48 ka BP. The late Holocene (since ~3.1 ka BP) saw a return to cold, dry climates. These findings not only provide new evidence for paleoclimate reconstruction in the upper Hanjiang River but also enhance our understanding of climate dynamics in the north-south transition zone.

Key words: paleoclimate reconstruction; chromaticity parameter; climate evolution; Holocene; upper Hanjiang River

沉积物颜色是其最直观的物理属性之一，蕴含了丰富的物质组成与矿物学信息，能够灵敏地反映沉积物形成时期的气候与环境条件，因此在古环境与古气候重建研究中具有重要价值（宋春晖等，2005；庞奖励等，2011；程瑜等，2014；苗运法等，2013；王海燕等，2017）。色度参数（亮度、红度、黄度等）作为快速、非破坏性的物理指标，已广泛应用于黄土（季峻峰等，2007；王千锁等，2015；杨丹等，2018）、湖泊（胡梦珺等，2020；李娜娜，2021）、海洋（Balsam et al.，1999；董鑫，2022）等沉积序列的古气候研究中，能够有效指示风化强度、成壤过程、氧化还原条件以及有机质含量等环境信息。

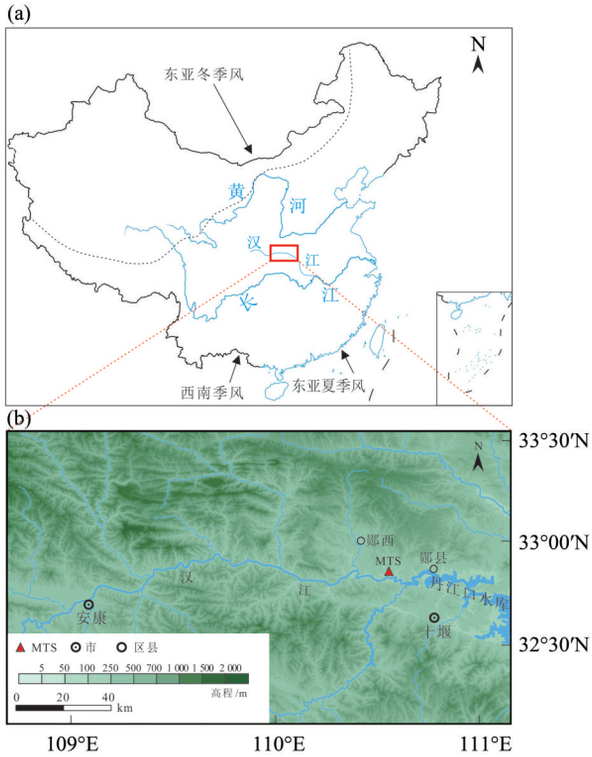
汉江上游地区位于秦岭南侧，地处我国暖温带与亚热带过渡区域，兼受亚洲季风与西风环流影响，对全球及区域气候变化响应极为敏感，是研究过去气候变化动力学的关键区域。该区域晚第四纪环境演变研究已取得了显著进展，诸多学者从沉积学、地层学、地球元素化学等方面（卞鸿雁等，2014；崔天宇等，2015；张文桐等，2017），对该区域广泛分布的黄土-古土壤序列进行了深入探讨，基本构建了该区域晚第四纪以来的气候演变框架。然而，已有研究多集中于传统的磁化率、粒度和地球化学指标，针对沉积物色度参数的系统研究相对薄弱（庞奖励等，2011；赵艳雷等，2014；张文桐等，2016，2017）。在色度参数与其他成熟气候替代指标（如磁化率、粒度）之间的耦合关系、其对不同气候条件的定量响应机理，以及其在汉江上游这一特殊过渡带的区域适用性等方面，仍有待深入探究。

鉴于此，本研究选取汉江上游一级阶地上保存完整、年代框架清晰的弥陀寺（MTS，Mituosi）剖面为研究对象，通过系统测量沉积物的色度参数，并结合磁化率、粒度等已被广泛认可的气候代用指标进行综合对比分析。色度参数具有快速、非破坏性、对铁氧化物敏感等优势，尤其在汉江上游这类过渡带区域，可更灵敏地反映季风边缘区气候波动，是对传统指标的补充与验证。本研究旨在：1）揭示该剖面色度参数的垂向变化特征与规律；2）阐明色度参数与磁化率、粒度等指标之间的内在联系，论证其作为古气候替代指标的有效性；3）基于色度参数的综合解译，重建汉江上游地区全新世以来的气候演变历史，并与其他区域记录进行对比，以探讨其气候演变规律与可能驱动机制，从而为深入理解我国南北气候过渡带对全球变化的响应模式提供新的科学证据。

1 研究区概况与材料

汉江发源于秦岭南麓，自西向东流经陕西、湖北两省，于武汉市汇入长江。其上游河谷深切，地貌上表现为基岩峡谷与河谷盆地相间分布的格局（朱震达，1955；李中轩，2008）。郧县盆地位于湖北省十堰市境内，是汉江上游典型的河谷盆地之一，地势总体西高东低，汉江干流自西向东贯穿盆地中部，在河流两岸发育了多级河流阶地，为风成黄土的堆积与保存提供了良好条件。

MTS剖面位于郧县盆地汉江左岸的一级阶地前缘（图1）。该剖面因早期人工采砂活动而出露，断面新鲜，地层连续清晰。根据详细的野外沉积特征观察与室内实验分析结果，将剖面自上而下划分为现代表土层（TS）、全新世黄土层（L_0）、古土壤层（S_0）、黄土质过渡层（Lt）、马兰黄土层（L_1），下伏河漫滩相砂砾石沉积（AL-1）（表1）。本研究以2 cm间距（0~3.6 m）和4 cm间距（3.6~6.2 m）对剖面进行系统采样，共获得245个样品，用于后续的色度、磁化率、粒度等指标测试。



审图号为GS(2016)1569，底图边界无修改。

图1　汉江上游谷地MTS剖面位置

Fig. 1　Location of MTS profile in the upper reaches of the Hanjiang River valley

2　实验方法

色度测量采用美国生产的X-rite VS450型分光测色仪，具体测试步骤如下：将样品自然风干后研磨至200目以下，称取4 g，用YY60型压力机压成圆片，测试前使用标准白板对仪器进行校准，每个样品在不同区域测量3次取平均值，以确保相对误差小于2%。测量采用CIELAB颜色系统，该体系与孟塞尔系统相比更具定量化优势，其中L^*表示亮度（0为纯黑，100为纯白），a^*表示红度（正值偏红，负值偏绿），b^*表示黄度（正值偏黄，负值偏蓝），色调角（h^*）由$h^*=\tan^{-1}(b^*/a^*)$计算得出，其中$0°\leqslant h^*\leqslant 360°$，是$a^*$、$b^*$共同作用的结果。

低频磁化率使用英国Bartington公司生产的MS-2B型磁化率仪测定，粒度分析使用美国贝克曼公司生产的LS13320型激光粒度仪完成。光释光（OSL，optically stimulated luminescence）测年实验在装有$^{90}Sr/^{90}Y$型β辐射源的Risø-TL/OSL-20 DASH Reader仪器完成等效剂量测试，采用90~125 μm石英组分的单片再生剂量法（SAR，single aliquot regenerative dose protocol）获得（Zhou et al.，2001）。有机质含量用SX-5-12型箱式电阻炉仪器运用燃烧失重法进行测量，550 ℃灼烧2 h。Fe_2O_3及Rb、Sr含量采用X射线荧光光谱法（XRF）测定，将样品研磨至200目以下，准确称取4.0 g样品，用YY60型压力机制片并编号，使用PW2403型X-ray荧光光谱仪进行测试。所有测试均在陕西师范大学地理科学与旅游学院完成。

3　实验结果分析

3.1　MTS剖面地层年代

为建立可靠的年代框架，本研究在MTS剖面关键层位采集了9个OSL样品，采用石英组分单片再生剂量法进行测年，结果如表2所示。测年结果表明，该剖面底部年龄约为（24.78±3.89）ka，顶部古土壤层年龄约为（3.35±0.51）ka，为全新世以来的气候演变提供了可靠的年代标尺。

3.2　色度参数的垂向变化特征

MTS剖面色度参数的垂向变化曲线如图2所示，各指标在不同地层单元中表现出显著的差异性，统计特征详见表3。

表1　汉江上游弥陀寺剖面地层划分

Table 1　Stratigraphic division of the MTS profile in the upper reaches of Hanjiang River

地层	深度/cm	颜色（Munsell方法）	地层结构
表土层（TS）	0~70	浊棕色（7.5YR/5/4）	团粒构造，疏松多孔，多植物根系
全新世黄土层（L_0）	70~140	浊黄橙色（10YR/6/4）	粉砂质地，块状构造，成壤作用微弱
古土壤（S_0）	140~280	暗棕色（7.5YR/3/4）	黏土粉砂质地，棱块结构，致密坚硬，结构面发育大量明亮的棕色黏土胶膜
黄土质过渡层（L_t）	280~360	浊黄橙色（10YR/7/4）	粉砂质地，块状构造
马兰黄土（L_1）	360~600	浊黄橙色（10YR/7/3）	粉砂质地，均质块状构造
河漫滩相（AL-1）	>600	浊黄橙色（10YR/6/3）	中砂质地，为河漫滩相沉积物

表2 MTS剖面光释光测年

Table 2 OSL dating of the MTS profile

样品号	深度/cm	U含量/（mg·kg^{-1}）	Th含量/（mg·kg^{-1}）	K含量/%	等效剂量/Gy	剂量率/（Gy·ka^{-1}）	年龄/ka
MTS-1	140~145	2. 34±0. 09	14. 0±0. 38	2. 62±0. 07	12. 24±1. 85	3. 65±0. 07	3. 35±0. 51
MTS-2	190~195	2. 41±0. 10	13. 9±0. 38	2. 60±0. 07	23. 50±0. 74	3. 63±0. 07	6. 48±0. 24
MTS-3	230~235	2. 30±0. 09	15. 2±0. 40	2. 50±0. 07	27. 03±1. 52	3. 58±0. 70	7. 56±0. 45
MTS-4	270~275	2. 28±0. 07	13. 1±0. 35	2. 48±0. 07	27. 74±1. 87	3. 37±0. 06	8. 24±0. 58
MTS-5	340~345	2. 70±0. 11	12. 5±0. 34	2. 46±0. 07	32. 96±0. 85	3. 32±0. 06	9. 92±0. 32
MTS-6	352~357	2. 46±0. 10	12. 0±0. 32	2. 39±0. 07	33. 83±0. 93	3. 16±0. 06	10. 74±0. 36
MTS-7	410~415	2. 32±0. 10	12. 2±0. 33	2. 40±0. 07	41. 07±1. 98	3. 28±0. 07	12. 53±0. 65
MTS-8	475~480	2. 37±0. 10	10. 6±0. 30	2. 21±0. 07	49. 99±1. 99	3. 05±0. 07	16. 38±0. 74
MTS-9	590~595	2. 70±0. 10	14. 1±0. 37	2. 42±0. 06	82. 88±1. 99	3. 34±0. 06	24. 78±3. 89

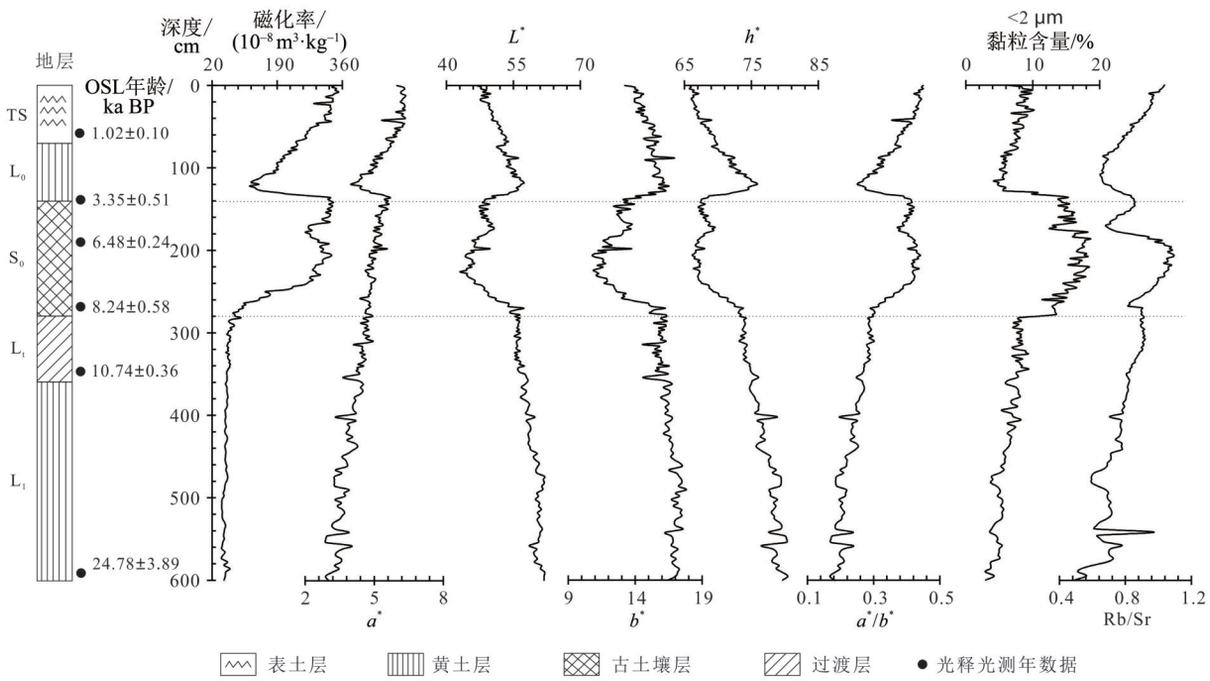


图2 MTS剖面磁化率、色度参数、<2 μm黏粒含量及Rb/Sr变化曲线

Fig. 2 Variations in magnetic susceptibility, chromaticity, fine clay content (<2 μm), and Rb/Sr ratio curves in the MTS profile

L^*在MTS剖面自下而上变化显著，整体变化范围为43.08~62.05，平均值为53.69。L^*在L_1出现整个剖面最高值，变化范围为56.65~62.05，平均值为59.84；其次为L_t，平均值为56.23；L_0的L^*介于48.71~57.44，平均值为54.2；S_0的L^*为整个剖面的最低值，平均值为48.41，变化范围为43.08~57.36；自下而上呈现出“高-低-高”的变化趋势。尤其在古土壤层内部160~180 cm深度处，L^*呈现峰值，且在200 cm处出现1个异常高值。

MTS剖面b^*介于10.84~17.87，平均值为15.00，其变化趋势与L^*高度一致。L_1中b^*值最高，均值为16.89；L_t的b^*略低于L_1，变化范围为14.58~16.59，平均值为15.90；L_0的b平均值为15.53；S_0的b^*为整个剖面最低，平均值为12.79（表3），变化范围为10.84~16.34。各地层b^*平均值依次为L_1（16.89）>L_t（15.90）>L_0（15.53）>TS（14.70）>S_0（12.79）。在160~180 cm及200 cm处，出现明显峰值。

MTS剖面a^*介于2.88~6.35，平均值为4.74，其垂向变化趋势与L^*相反。a^*在S_0和TS出现高值，平均值分别为4.99和6.09；而后为L_0，a^*介于3.98~5.71，平均值为4.98；L_t的a^*介于3.63~4.94，平均值为4.50；a^*在L_1出现整个剖面

表3　弥陀寺剖面色度指标变化特征

Table 3　Variation characteristics of chromaticity index of the MTS profile

地层	变化特征	L^*	a^*	b^*	a^*/b^*	$h^*/(°)$
TS	变化范围	46. 74~53. 91	5. 32~6. 35	13. 27~15. 97	0. 36~0. 45	65. 77~69. 67
	均值	50. 40	6. 09	14. 70	0. 42	67. 42
L_0	变化范围	48. 71~57. 44	3. 98~5. 71	13. 17~16. 98	0. 25~0. 41	67. 59~75. 88
	均值	54. 20	4. 98	15. 53	0. 32	72. 19
S_0	变化范围	43. 08~57. 36	4. 37~5. 62	10. 84~16. 34	0. 29~0. 44	66. 16~73. 77
	均值	48. 41	4. 99	12. 79	0. 39	68. 53
L_t	变化范围	55. 28~58. 31	3. 63~4. 94	14. 58~16. 59	0. 25~0. 30	73. 18~76. 07
	均值	56. 23	4. 50	15. 90	0. 28	74. 21
L_1	变化范围	56. 65~62. 05	2. 88~4. 51	15. 96~17. 87	0. 17~0. 27	74. 76~80. 44
	均值	59. 84	3. 68	16. 89	0. 22	77. 72

的最低值，平均值为 3.68。a^* 平均值依次为 TS>S_0>L_0>L_t>L_1。

h^*与 a^*/b^*的变化趋势呈明显的镜像关系。MTS 剖面各地层 h^*从大到小依次为 L_1>L_t>L_0>S_0>TS，最大角度（80.44°）出现在 L_1，表明该层颜色最黄，最小角度（65.77°）出现在 TS，表明该层颜色最红，在 S_0 中 h^*的平均值略高于 TS，为 MTS 剖面的次低值（68.53°），颜色呈现红色。a^*/b^*在 S_0 明显高于 L_1，峰值出现在 S_0，变化范围为 0.29~0.44，平均值为 0.39；在 L_1 出现最低值（0.22）。MTS 剖面各地层 a^*/b^*依次为 TS>S_0>L_0>L_t>L_1，值得注意的是 a^*/b^*在 160~180 cm 深度处出现低值区。

3.3　色度参数与相关环境指标的关系

为探究色度参数的环境指示意义，采用 Pearson 相关性分析法，探究了色度与有机质、Fe_2O_3含量及其他气候代用指标的相关性（图 3、图 4、表 4）。

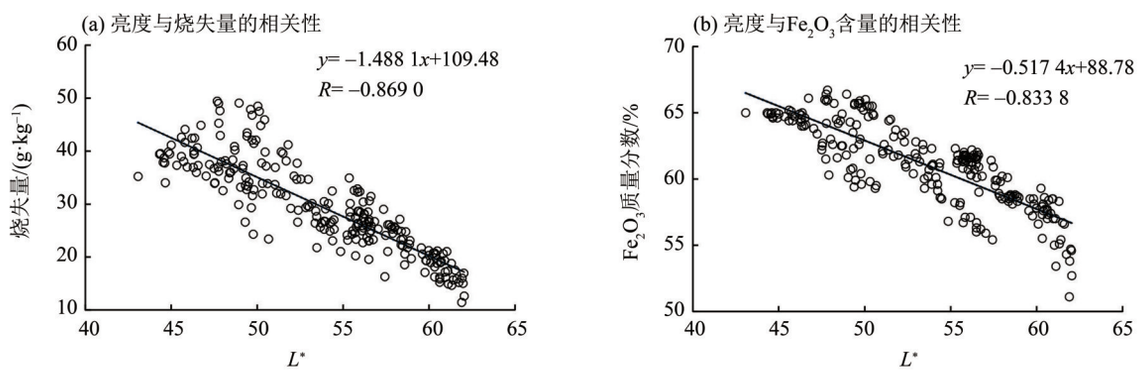


图 3　亮度与烧失量、Fe_2O_3含量的相关性

Fig. 3　Correlation between brightness and ignition loss, Fe_2O_3 content

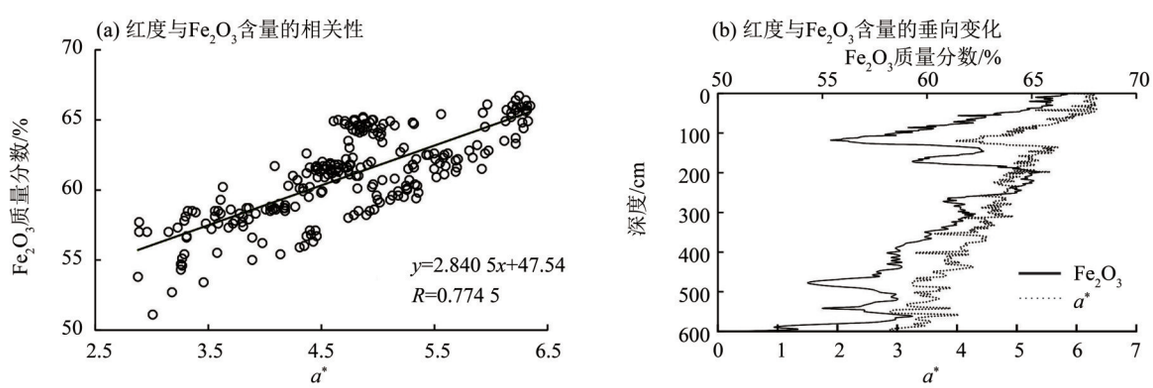


图 4　红度与 Fe_2O_3 含量的垂向变化及二者间的相关性

Fig. 4　Vertical variation of a^* and Fe_2O_3 content and the correlation between them

表4 色度参数与黏粒含量、磁化率、Rb/Sr的相关性

Table 4 Correlations between chroma parameters and clay content, magnetic susceptibility, Rb/Sr ratio

指标	L^*	a^*	b^*	a^*/b^*	h^*	<2 μm黏粒含量	磁化率	Rb/Sr
L^*	1.00	−0.74	0.95	−0.96	0.96	−0.83	−0.90	−0.73
a^*	−0.74	1.00	−0.52	0.88	−0.89	0.40	0.82	0.52
b^*	0.95	−0.52	1.00	−0.85	0.85	−0.90	−0.79	−0.70
a^*/b^*	−0.96	0.88	−0.85	1.00	−1.00	0.72	0.94	0.70
h^*	0.96	−0.89	0.85	−1.00	1.00	−0.72	−0.94	−0.70
<2 μm黏粒含量	−0.83	0.40	−0.90	0.72	−0.72	1.00	0.62	0.67
磁化率	−0.90	0.82	−0.79	0.94	−0.94	0.62	1.00	0.50
Rb/Sr	−0.73	0.52	−0.70	0.70	−0.70	0.67	0.50	1.00

L^*与烧失量、Fe_2O_3含量均呈显著负相关（R分别为−0.87和−0.83，图3），表明有机质和铁氧化物的富集会导致沉积物颜色变暗，亮度降低。a^*与Fe_2O_3含量呈显著正相关（R=0.77），证明铁氧化物（尤其是赤铁矿）是控制沉积物红度的主要矿物。相关性分析显示（表4），色度参数与经典气候指标（磁化率、<2 μm黏粒含量、Rb/Sr）（Bloemendal et al.，1989；Pang et al.，2025；Wang et al.，2025）之间普遍呈正相关或负相关关系（P<0.01）。例如，a^*/b^*与磁化率的R为0.94，b^*与黏粒含量的R为−0.90，L^*与Rb/Sr的R为−0.73（表4）。上述相关性表明，色度参数与成壤强度、气候条件密切相关，初步反映了其作为环境替代指标的潜力。

4 讨 论

4.1 色度参数的古气候与环境指示意义

本研究表明，MTS剖面的色度参数是记录风化成壤强度与气候变化的灵敏指标。MTS剖面色度参数在不同地层单元中的显著差异（图2、表3），及其与磁化率、粒度、Rb/Sr等成熟代用指标的高度相关，共同证实了其在汉江上游地区古气候重建中的有效性与可靠性。L^*主要受有机质和铁氧化物含量控制（何柳等，2010；邓成龙等，2007），低L^*值指示有机质富集、化学风化强烈的暖湿环境（强成壤期），高L^*值则反映有机质贫乏、风化微弱的冷干环境（弱成壤期）。a^*与Fe_2O_3含量呈显著正相关（R=0.77），表明铁氧化物是控制红度的主要物质基础。古土壤层S_0中a^*达到高值（4.99），指示暖湿氧化环境下赤铁矿、针铁矿大量富集，成壤作用强烈。约40%的变异推断由于赤铁矿（偏红）与针铁矿（偏黄）比例变化显著影响a^*造成，而全量Fe_2O_3无法区分二者的相对丰度；古土壤层碳酸盐淋失产生相对富集效应，黄土层碳酸盐淀积则产生“漂白”稀释作用；同时a^*与磁化率显著相关（R=0.82），间接表明未被解释的变异可能与成壤成因的磁赤铁矿等磁性矿物含量波动有关，印证了a^*作为成壤强度代用指标的有效性，高a^*值是温暖湿润、排水良好条件下赤铁矿和针铁矿形成与富集的标志，代表了强烈的氧化环境和成壤作用（Sun et al.，2011；顾磊，2011）。b^*的变化可能与原生矿物（如云母、绿泥石）以及特定铁氧化物的相对比例有关，高b^*值常与冷干气候下的弱风化条件相关联（顾磊，2011）。h^*和a^*/b^*是综合指标，h^*减小（或a^*/b^*增大）通常指向更暖湿的气候和更强的成壤作用，反之则指示更冷干的气候。综上，L^*、a^*、b^*、h^*及a^*/b^*可作为该区域有效的古气候替代指标。

4.2 基于色度记录的汉江上游全新世气候演变

基于上述色度指示意义，MTS剖面清晰地记录了汉江上游地区全新世以来的气候变化过程（崔天宇等，2015；赵艳雷等，2014；陈一萌等，2004；范婷，2024；张伟宏等，2012）（图5）。全新世早期（约11.5~8.0 ka BP），较高的L^*、b^*、h^*和较低的a^*、a^*/b^*，共同指示了气候相对冷干、东亚夏季风势力较弱、风化成壤作用有限的环境背景。全新世中期（大暖期，约8.0~3.1 ka BP），色度参数发生显著逆转，表现为低L^*、b^*、h^*和高a^*、a^*/b^*的组合特征。这明确揭示了此阶段为气候最适宜期，东亚夏季风显著增强，区域温暖湿润，降水充沛，生物活动和化学风化作用强烈，形成了发育良好的古土壤层。这一结果与汉江上游辽瓦店、庹家湾等多个剖面的记录高度一致（庞奖励等，2011；卞鸿雁等，2014；赵艳雷等，2014；崔天宇等，2015；张文桐等，2016）。将MTS剖面的气候演变历史与更广阔区域的记录对比，可以发现其与黄土高原经典的基于磁化率的古气候序

列（陈一萌等，2004）以及基于色度的研究（范婷，2024）具有可比性，均揭示了早中全新世夏季风增强、气候转暖湿的总体趋势。中全新世气候波动事件（约 6.48 ka BP），在古土壤层内部的 160~180 cm 深度，色度参数出现明显异常，表现为 L^*、b^*、h^*的短暂升高和 a^*、a^*/b^*的同步降低。这指示了一次显著的冷干气候事件，可能与全球性的气候变冷或东亚季风环流的短期衰退有关，为区域高分辨率气候序列增添了重要细节。该记录可以与辽宁地区石笋氧同位素记录的气候由暖湿到冷干突变转型（张伟宏，2012）进行对比。这种跨区域的一致性表明，该事件可能并非局地现象，而是反映了中全新世大暖期中亚洲季风系统的一次普遍性的短期衰退，可能与太阳辐射量变化或北大西洋冰漂碎屑事件的远程强迫有关，这为进一步探讨南北气候过渡带对全球变化的响应机制提供了关键细节。全新世晚期（约 3.1 ka BP 以来），色度参数再次显示出向冷干方向转变的趋势，表现为成壤作用减弱，气候逐渐冷干，可能与晚全新世全球性气候变凉及东亚夏季风整体衰退的背景相吻合。

本研究的 MTS 剖面底部年龄约 25 ka BP，属于末次冰期沉积。该段地层对应深海氧同位素 2 阶段，其色度特征记录了末次盛冰期冷干的气候环境。由于本研究旨在聚焦全新世以来的高分辨率气候演变过程，因此对底部末次冰期沉积未做深入讨论，后续研究可结合更高分辨率的采样与测年，将研究序列向更古老的冰期-间冰期旋回延伸。

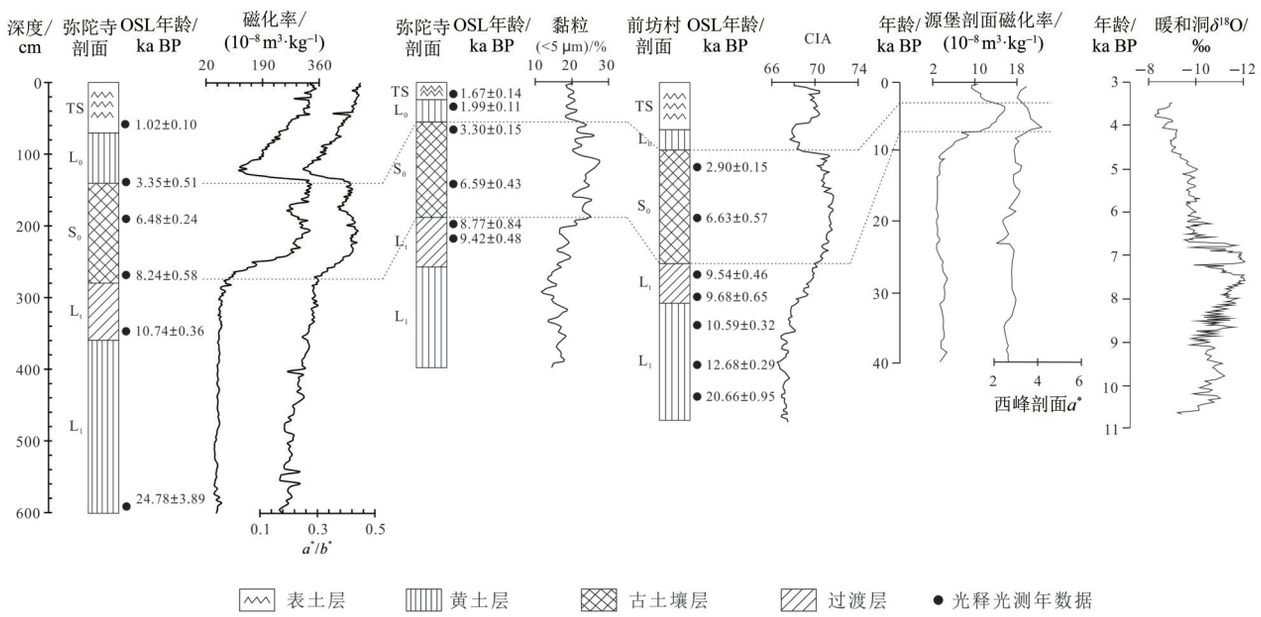


图 5　不同剖面气候变化记录对比

Fig. 5　Comparison of paleoclimatic records from different profiles

5　结论与展望

色度参数作为可靠的气候代用指标，与磁化率、黏粒含量、Fe_2O_3含量相关性强，与利用这些参数重建的气候变化对应良好，记录了全新世以来汉江上游地区 MTS 剖面的气候变化过程。研究结果表明，MTS 剖面的色度参数是有效的古气候代用指标。L^*、b^*、h^*高值组合与 a^*、a^*/b^*低值组合共同指示冷干气候与弱成壤作用；反之，则指示暖湿气候与强成壤作用。该剖面色度记录揭示，研究区全新世气候经历了 3 个阶段演变：早期（11.5~8.0 ka BP）冷干；中期（8.0~3.1 ka BP）温暖湿润（全新世大暖期），但是在 6.48 ka BP 前后发生了一次显著的冷干波动；晚期（3.1 ka BP 以来）气候再次转向冷干。该序列与区域乃至全球气候记录具有良好可比性，为理解东亚季风边缘区的气候演变规律提供了新的沉积学证据。

本研究通过对汉江上游弥陀寺剖面的系统色度分析，结合多指标对比，论证了色度参数在该区域古气候重建中的有效性，并为理解全新世气候演变，特别是中全新世的气候不稳定事件，提供了新的沉积学证据。然而，本研究也存在一定局限性，例如色度参数与 Fe_2O_3含量的相关性受铁氧化物相态影响而未被充分解释。未来研究可在更精确的

年代框架下，结合漫反射光谱（DRS，diffuse reflectance spectra）定量识别赤铁矿与针铁矿，并联合生物标志化合物等多指标，以期更全面地揭示该区域气候变化的驱动机制及其生态环境效应。

参考文献：

卞鸿雁，庞奖励，黄春长，等，2014. 汉江上游谷地与渭河谷地黄土化学风化程度比较[J]. 地理研究，33(4)：654-664.

陈一萌，饶志国，张家武，等，2004. 中国黄土高原西部马兰黄土记录的MIS3气候特征与全球气候记录的对比研究[J]. 第四纪研究，24(3)：359-365.

程瑜，乔彦松，刘宗秀，等，2014. 甘肃灵台邵寨红粘土的磁性地层及其色度记录[J]. 第四纪研究，34(2)：391-398.

崔天宇，庞奖励，黄春长，等，2015. 湖北郧县辽瓦店黄土剖面风化特征及其对气候变化的响应[J]. 中国沙漠，35(3)：610-615.

邓成龙，刘青松，潘永信，等，2007. 中国黄土环境磁学[J]. 第四纪研究，27(2)：193-209.

董鑫，2022. 辽东湾北岸全新世沉积物特征及环境演化[D]. 北京：中国地质大学(北京)：34-47.

范婷，2024. 末次间冰期以来黄土高原西峰黄土释光测年及气候变化研究[D]. 金华：浙江师范大学：33-34.

顾磊，2011. 基于色度学的灵台剖面晚新生代地层序列研究[D]. 兰州：兰州大学：20-28.

何柳，孙有斌，安芷生，2010. 中国黄土颜色变化的控制因素和古气候意义[J]. 地球化学，39(5)：447-455.

胡梦珺，李娜娜，张亚云，等，2020. 近32 ka以来青海湖古风成砂-古土壤序列色度参数变化特征及环境演变[J]. 第四纪研究，40(5)：1105-1117.

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.

李娜娜，2021. 色度和粘土矿物记录的末次冰期间冰阶以来青海湖地区的环境演变[D]. 兰州：西北师范大学：23-66.

李中轩，朱诚，张广胜，等，2008. 湖北辽瓦店遗址地层记录的环境变迁与人类活动的关系研究[J]. 第四纪研究，28(6)：1145-1159.

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.

庞奖励，黄春长，周亚利，等，2011. 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，66(11)：1562-1573.

宋春晖，白晋锋，赵彦德，等，2005. 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，23(3)：507-513.

王海燕，庞奖励，黄春长，等，2017. 郧西县庹家湾黄土剖面色度参数特征及其古气候重建[J]. 水土保持学报，31(2)：151-156.

王千锁，宋友桂，李吉均，等，2015. 末次冰期-间冰期旋回朝那黄土颜色特征及古气候意义[J]. 地理科学，35(11)：1489-1494.

杨丹，庞奖励，周亚利，等，2018. 汉中盆地军王村黄土-古土壤剖面的色度特征及机理[J]. 中山大学学报(自然科学版)，57(1)：93-101.

张伟宏，吴江滢，2012. 辽宁暖和洞石笋$\delta^{13}C$对全新世气候变化的生态响应[J]. 海洋地质与第四纪地质，32(3)：147-154.

张文桐，庞奖励，周亚利，等，2016. 湖北郧西县庹家湾剖面粒度组成特征及其环境意义[J]. 长江流域资源与环境，25(12)：1910-1916.

张文桐，庞奖励，周亚利，等，2017. 汉江上游弥陀寺剖面风化成壤特征及其对气候变化的响应[J]. 中山大学学报(自然科学版)，(6)：31-37.

赵艳雷，庞奖励，黄春长，等，2014. 汉江上游前坊村黄土剖面化学风化程度及其环境意义[J]. 长江流域资源与环境，23(8)：1166-1172.

朱震达，1955汉江上游丹江口至白河间的河谷地貌[J]. 地理学报，10(3)：259-271.

Balsam W L, Deaton B C, Damuth J E, 1999. Evaluating optical lightness as a proxy for carbonate content in marine sediment cores[J]. Mar Geol, 161(2/3/4)：141-153.

Bloemendal J, Demenocal P, 1989. Evidence for a change in the periodicity of tropical climate cycles at 2.4 Myr from whole-core magnetic susceptibility measurements [J]. Nature, 342(6252)：897-900.

Pang H, Jia Y, 2025. Sedimentary records of paleoflood events in the desert section of the upper Yellow River since the late quaternary[J]. Atmosphere, 16(9)：1019.

Sun Y, He L, Liang L, et al, 2011. Changing color of Chinese loess：Geochemical constraint and paleoclimatic significance[J]. J Asian Earth Sci, 40(6)：1131-1138.

Wang Y, Song Y, Li Y, et al, 2025. New interpretation of the Rb/Sr ratio of the Ili loess, northeastern Central Asia[J]. Quat Sci Rev, 368：109549.

Zhou L P, Shackleton N J, 2001. Photon-stimulated luminescence of quartz from loess and effects of sensitivity change on palaeodose determination[J]. Quat Sci Rev, 20(5/6/7/8/9)：853-857.

（责任编辑　江　睿）