文章编号:1000-0550(2020)03-0485-12

DOI: 10.14027/j.issn.1000-0550.2019.074

广丰盆地晚白垩世周田组红层沉积特征及古气候 意义

吴文斌^{1,2},陈留勤^{1,2},丁婷^{1,2},李文灏²,王宇佳² 1.东华理工大学核资源与环境国家重点实验室,南昌 330013

2.东华理工大学地球科学学院,南昌 330013

摘 要中国东南地区白垩系陆相红层分布广泛,是了解白垩纪温室气候陆地沉积响应的重要载体。但对这些红层的沉积环境尚有"水下"和"水上"之争议,古气候意义还需要进一步挖掘。以广丰盆地毛村剖面晚白垩世周田组为研究对象,通过野外剖面测制及古土壤样品色度、磁化率、碳酸钙含量等实验测试,分析沉积环境与古气候。周田组红层岩石类型可划分为古土壤、砂岩和砾岩。古土壤几乎分布于整个剖面,其中钙质结核、钙板层发育,可见遗迹化石及土壤滑擦面。砂岩与砾岩仅分布于部分层位,砂岩以中一粗砂岩为主,砾岩以中砾岩为主,发育平行层理和粒序层理构造。研究区古土壤样品的碳酸钙含量与低频质量磁化率联系密切,可作为气候变化的替代指标,而色度指标具有区域性,对该研究区的气候指示不明显。碳酸钙含量与磁化率曲线变化明显,记录了红层沉积阶段气候干湿交替的变化趋势。周田组红层沉积于强氧化环境并伴有季节性降水,古气候具有由相对湿热逐渐变化为干热的趋势。

关键词 古土壤;晚白垩世;沉积环境;陆相红层;赣东北

第一作者简介 吴文斌,男,1995年出生,硕士研究生,沉积岩石学,E-mail: Wu1290684158@163.com

通信作者 陈留勤,男,副教授,E-mail: liuqincheen@163.com

中图分类号 P532 P534.53 文献标志码 A

古土壤是古代成壤作用的产物,记录了丰富的 古环境信息,国际上古土壤的研究涉及从太古代到 第四纪不同时代的地层^{III}。古土壤对认识沉积环境 和古气候具有重要意义。中国第四纪黄土一土壤研 究成果显著^[2-5],用于分析古气候的方法除碳、氧同位 素外^[6-7],还包括常用于研究第四纪气候的替代指标, 如色度、磁化率、碳酸钙含量等,均表现出良好的气 候指示意义^[8-10]。国内学者对松辽^[11-13]、胶莱^[14-15]和四 川盆地^[16-17]的白垩纪古土壤研究较多。近年来,中国 东南地区白垩系红层中的古土壤得到了较多 关注^[18-20]。

江西省上白垩统划分为赣州群和圭峰群,前者 包括茅店组和周田组,后者包括河口组、塘边组和莲 荷组^[21]。近年来,圭峰群红层的沉积特征及古气候意 义研究取得一定进展^[22-25]。周田组的岩性主要包括 砖红色(钙质)泥岩、钙质粉砂岩、粗砂岩、砾岩,以及 钙质结核^[20,26]。以往对周田组的认识主要以岩性描 述为主^[27],对地层中岩相的划分以及古土壤的鉴别 和阐述相对薄弱。另外,江西省境内关于白垩纪红 层古土壤气候替代指标的研究还比较少,因此,采 用第四纪黄土气候替代指标对白垩纪红层古土壤 气候及指标适用性的研究具有重要意义。本文以 周田组中的古土壤为研究对象,通过测定样品的色 度参数(亮度(L^{*})、红度(a^{*})、黄度(b^{*})、饱和度(C^{*})、 色调角(h^{*}))与磁化率值(χ_i)及碳酸钙百分比含量 (ω(CaCO₃)%)指标,对各自特征曲线及内在关系进 行对比分析,并结合实际剖面特征,探讨周田组古气 候变化信息,为气候替代指标的适用性提供检验。

1 区域地质概况

广丰盆地位于江西省东北部,地理坐标为118°4′~118°26′E、28°13′~28°29′N,海拔72~1534.6 m,

收稿日期:2019-05-10;收修改稿日期:2019-07-18

基金项目:国家自然科学基金项目(41602113,41962009);东华理工大学核资源与环境国家重点实验室开放基金(NRE1605)[Foundation: Natio nal Natural Science Foundation of China, No.41602113,41962009; Open Research Fund from the State Key Laboratory of Nuclear Resources and Environment (East China University of Technology), No. NRE1605]

面积约为100 km²,处于扬子地块和华夏地块的东段 结合部赣杭构造带的中段^[28-29]。盆地受北东向江山 一绍兴断裂带、上饶一玉山一常山断裂带和北北西 向广丰一五都断裂带复合控制^[30](图1)。盆地内沉 积了一套以陆相碎屑岩系为主的地层,自下而上划 分为石溪组、茅店组和周田组。圭峰群河口组只出 露于盆地东北部四十二都乌岩山,中墩组大量出露 于盆地南部边缘,以发育酸性火山岩为特点,与茅店 组超覆不整合接触。

衷存堤等^[32]对茅店组凝灰质含砾岩屑砂岩石 英ESR测年样年龄值为96.5 Ma。上饶董团茅店组 橄榄玄武岩年龄为(96.9±0.5) Ma^[33]。广丰、玉山盆 地橄榄玄粗岩的 SHRIMP 锆石 U-Pb 测年结果为 (93±1) Ma^[34]。广丰盆地的橄榄玄武岩进行了 SHRIMP 锆石 U-Pb 年龄为88.5~102.5 Ma^[35]。结合区 域地层对比资料,周田组对应于 Coniacian 早期至 Turonian 期,沉积时间为96~90 Ma。

2 研究材料及方法

实测剖面位于广丰盆地东北部的毛村村桥东 北约100m,海拔160~220m。在剖面测制过程中, 记录岩性及沉积构造,以1m间隔采样193件,绘制 地层岩性柱状图,在柱状图上划分岩相单元。在 193件样品中,钙质结核样81件,钙质淀积层样79 件,黏化层样19件,砂岩样14件。经后期处理在室 内完成对样品色度、磁化率及碳酸钙百分比含量指 标的测试。

色度指标采用国产 3nh-NH300 色差仪进行测试, 色度参数包括 L^{*}, a^{*}, b^{*}值,实验误差小于 0.08。样品 前处理和测试简要步骤如下:称取 10 g烘干样品,研 磨至颗粒粒径 75 μm以下,将粉末样品放在标准校正 白板上压实,压平后,在背景光源恒定的条件下,测试 3次求取平均值。本文引入新的色度指标,通过公式 (1)和(2)分别计算求得饱和度(C^{*})和色调角(h^{*})。

$$C^* = sqrt(a^{*2} + b^{*2})$$
(1)

$$\mathbf{h}^* = \arctan(\mathbf{a}^*/\mathbf{b}^*) \tag{2}$$

磁化率指标采用英国 Bartington 公司生产的 MS-2 型磁化率系统测试完成。本文涉及的磁化率为低 频质量磁化率($\chi_{\rm ff}$),仪器参数设置"×0.1 量程","SI" 档(10⁻⁸ m³/kg),"LF"档。测试步骤:称取 20 g烘干并 研磨至粒径 45 μ m 左右的粉末样品,测试 3 次求取平 均值。为得到准确的磁化率值,需要完成空值测量 (R_0),以获得校正后的样品测量值为 $R = R_{\mu_{\rm H}} - R_0/2$ 。 已知 MS2B 探头用 10 g样品校准,所以样品的低频质 量磁化率值的计算公式如(3)所示。





 $\chi_{\rm ff}$ =测量值均值×校准质量/样品质量 (3)

碳酸钙百分比含量采用酸和盐反应前后差量计 算得到。实验环节包括:1)反应前称量样品质量*m*₁; 2)滴酸反应48h且每间隔12h搅拌反应溶液;3)称 量滤纸质量*m*₂;4)过滤反应溶液;5)烘干附着于滤纸 表面的样品;6)称量滤纸质量*m*₃。所以样品碳酸钙 百分比含量计算公式如(4)所示。实验中采用酸浸 湿的滤纸作为对照实验,将测试结果误差降至最小。

 $\omega(\text{CaCO}_3)\% = (m_1 + m_2 - m_3)/m_1 \times 100\%$ (4)

3 研究结果

3.1 周田组红层沉积特征

广丰盆地周田组露头发育良好,沉积构造丰富, 主要有三种沉积岩石类型(图2):古土壤(Ⅰ)、砂岩 (Ⅱ)和砾岩(Ⅲ)。

3.1.1 古土壤(])

古土壤广泛发育,且在剖面上分布连续,识别特 征明显。钙质淀积层集中发育在剖面0~70 m、160~ 200 m、270~330 m范围,以钙板层形态为主,厚度变 化幅度较大,薄层仅为2 cm,最厚层可达110 cm,颜 色呈红褐色(图2e)或浅灰绿色(图3a)。剖面中可见 黏化层与钙质淀积层互层构成的韵律层(图2c),二 者界面平直、清晰,横向延伸远。钙质结核在剖面中 断续分布,大多数质地坚硬,颜色呈浅红色至红褐 色,滴稀盐酸强烈起泡,多富集于层内和层底部(图 2d)。结核大小不一,大者直径为17~25 cm,小者为 1~1.5 cm,形如豆状、姜状或椭球体状。部分钙质结 核见次生方解石脉(图3b)。由黏化层和钙质淀积层 互层构成土壤发生层次。同时,可见滑擦面,遗迹化 石(图2a,c)。

3.1.2 砂岩(Ⅱ)

砂岩类型以中一粗砂岩为主,细砂岩较少。细砂岩的单层厚度20~180 cm,呈红褐色,滑擦面发育,可见椭圆形浅灰绿色晕斑,龟裂构造(图 3d)以及含量不足1%的深灰色次棱角状砾石。中砂岩的单层厚度以10~30 cm为主,最大厚度可达120 cm,岩层间的古土壤中零散分布直径小的钙质结核(图 3e)。粗砂岩的单层厚度15~50 cm,以浅灰黑色为主,可见直径1~2 cm的灰岩砾石(图 3f)。

3.1.3 砾岩(Ⅲ)

砾岩类型主要为中一粗砾岩,砂质支撑。砾岩 层集中分布于剖面 60~150 m、200~220 m,单层厚度 10~50 cm,最大可达6 m,横向延伸不超过8 m。砾石 岩性主要为灰岩,含有少量火山岩(图4a)。砾石主要 呈次棱角状,分选性差一中等,粒径主要为3~10 cm, 最大直径为23 cm。位于剖面210~220 m处砾岩层 平行层理构造发育(图4b),砾石分布相对均匀。部 分砾岩层底部显示逆粒序而在其上部显示正粒序 (图4c)。位于剖面70~75 m处砾岩层底侵蚀界面清 晰,可见截然的底界面并呈现出下凹顶平的特征 (图4d,e)。部分砾岩层发育叠瓦状构造(图4f)。

3.2 古气候替代性指标

色度实验结果如表1和表2所示。L*值变化范围为29.48~63.54,平均值为46.32,变化幅度为79.49%, 古土壤L*值平均值为45.33,其中钙质结核(A)、钙质 淀积层(B)、黏化层(D)L*值变化范围分别为29.48~ 63.54、32.42~61.64、33.15~54.18,平均值分别为 47.10、45.6、43.90。砂岩(C)L*值平均值为49.06,变 化范围为38.99~60.99。各地层单元L*值的大小排序 为C>A>B>D。

(1) a^{*}值变化幅度为47.89%,平均值为13.38,不同地层单元a^{*}值差异不明显,但整体上表现出A>C> D>B。其中,B层a^{*}值最低,平均值为14.06,变化范围 为7.24~17.48,C层和D层a^{*}值平均值相近,分别为 13.56、13.55;A层a^{*}值变化范围为10.20~16.94,平均 值为14.06。

(2) b*值变化范围为12.24~22.21,变化幅度为
37.13%,平均值为18.07,各地层单元b*从大到小依次
为D(18.26)>B(18.25)>A(18.04)>C(17.00)。b*随深
度变化趋势与a*相似(图5)。

(3) C*随深度的变化趋势与L*、a*、b*基本一致 (图5),剖面C*值变化范围为15.18~28.26,变化幅度 为40.00%,平均值为22.53。钙质结核(钙结层)C*最 高,平均值为22.90,钙质淀积层和黏化层C*值的均 值分别为22.45、22.76。砂岩层C*值最低,均值仅为 20.53。各地层单元C*值大小排序为A>D>B>C。

(4) h*值变化范围为0.360~0.770,变化幅度为 33.87%,均值为0.625,古土壤中h*值均值为0.638,分 别为A层0.662,B层0.616,D层0.638。砂岩层C层h* 值均值为0.590。显然,各地层单元h*大小顺序依次 为A>D>B>C。

(5) χ_{II}在剖面中变化幅度高达251.85%,平均 值为5.42×10⁻⁸ m³/kg,极小值为1.16×10⁻⁸ m³/kg,极大 值为10.16×10⁻⁸ m³/kg。A 层 χ_{II}值均值最低,仅有



图 2 广丰盆地周田组实测地层柱状图 Fig.2 Stratigraphic section of the Zhoutian Formation in Guangfeng Basin

4.34×10⁻⁸ m³/kg, B、C、D 层 χ_{II} 值均值相近,分别为 6.16×10⁻⁸ m³/kg、6.21×10⁻⁸ m³/kg、6.39×10⁻⁸ m³/kg。所 以各地层 χ_{II}之间存在 D>C>B>A,即磁化率值砂岩层 高于古土壤。

(6) ω(CaCO₃)%差异显著(图5),A层最高,其碳 酸钙百分比含量为32.62%,B、C层ω(CaCO₃)%相近, 含量分别为19.28%、19.01%,D层含量最低,仅有 16.14%。整个剖面中ω(CaCO₃)%变化范围为5.58%~ 61.90%,变化幅度为60.52%,均值为24.55%。古土 壤中碳酸钙百分比含量为22.68%,高于砂岩层 ω(CaCO₃)%。各地层单元ω(CaCO₃)%大小关系为: A>B>C>D。



图 3 古土壤、砂岩露头照片 古土壤:(a)浅灰绿色钙板层;(b)空心钙质结核;(c)遗迹化石砂岩;(d)细砂岩层面龟裂现象;(e)中砂岩;(f)浅灰色粗砂岩 Fig.3 Outcrop photographs of paleosol and sandstone



 图 4 砾岩露头照片

 (a)灰岩砾石及火山岩砾石;(b)平行层理;(c)正(逆)粒序层理构造;(d)底侵蚀界面;(e)底侵蚀界面下凹型;(f)叠瓦状构造

 Fig.4 Outcrop photographs of conglomerate

	Table 1	Paleosol	index de	escription	IS
	N	极小值	极大值	均值	变化幅度/%
L^*	193	29.48	63.54	46.32	79.49
a^*	193	7.24	17.48	13.38	47.89
\mathbf{b}^*	193	12.24	22.21	18.07	37.13
C^*	193	15.18	28.26	22.53	40.00
h^*	193	0.36	0.77	0.64	33.87
ω (CaCO ₃)	% 193	5.58	61.90	24.55	60.52
$\chi_{\rm lf} \times 10^{-8} { m m}^3/2$	kg 193	1.16	10.16	5.42	251.85

表1 古土壤指标描述统计量 able 1 Paleosol index descriptions

4 讨论

4.1 L^{*}对降水的指示意义

L^{*}与沉积物的粗糙度、湿度和碳酸盐含量等多种因素密切相关^[36]。实验环节中恒温70°C烘干48h以

及研磨至45 µm的要求已将对L*的影响降至最小,所 以对周田组毛村剖面亮度的讨论主要基于其L*指标 与碳酸盐的研究。通过对周田组所采样品L*值与a*、 b*、 ω (CaCO₃)%、 χ_{II} 做相关性分析(图6)。结果显示: 亮度L*值与a*、b*、 ω (CaCO₃)%表现为弱的线性相关 或无线性关系,其中L*与 ω (CaCO₃)%线性相关系数 为0.1309,与前人在甘肃省庆阳市西峰剖面^[37]、靖远 黄土剖面^[38]的研究并不完全一致。另外使用 pearson 双侧检验L*与各指标之间的关系,亮度L*与 ω (CaCO₃)%相关系数仅为0.3620,在0.1水平(双侧) 上呈显著正相关。不同于丁敏等^[9]对关中平原西部 梁村全新世黄土剖面相关研究: R^2 (L*- ω (CaCO₃)%)= 0.8566,呈极显著负相关。这可能是研究区降水相 对较高,导致碳酸盐矿物的强烈淋滤,使地层中的碳

	表2 地层单元色度指标对比											
Table 2Stratigraphic unit chroma index comparison												
-		L^*	a*	\mathbf{b}^*	C^*	\mathbf{h}^*	$\chi_{\rm lf} \times 10^{-8} \mathrm{m}^3/\mathrm{kg}$	ω (CaCO ₃)%				
	A钙质结核	47.10	14.06	18.04	22.90	0.66	4.30	32.62				
	B钙板层	45.6	12.99	18.25	22.45	0.62	6.16	19.28				
	C砂层	49.06	11.42	17.00	20.53	0.59	6.21	19.01				
	D黏化层	43.90	13.56	18.26	22.76	0.64	6.40	16.14				
	古土壤(A、B、D)	45.33	13.54	18.15	22.70	0.64	5.62	22.68				



图 5 周田组气候替代性指标深度曲线(右侧年龄据文献[32-35]) Fig.5 Depth curve of climate substitution indicator in Zhoutian Formation section

酸钙含量降低^[39],用碳酸盐百分比含量指示亮度L^{*}具 有区域局限性,预示着该地区碳酸盐对色度分量L^{*} 贡献微弱。

4.2 a*、b*对沉积环境的意义

a^{*}、b^{*}是描述颜色的分量,前人对黄土研究表明, 引起 a^{*}、b^{*}发生变化的因素主要是沉积物中铁氧化物 的种类和含量,而碳酸盐的变化对 a^{*}、b^{*}的影响较 小^[40]。比较周田组毛村剖面 a^{*}、b^{*}与ω(CaCO₃)%曲线, 随地层序列的特征变化二者并没有表现出相似的变 化趋势。对 a^* 、 b^* 与 ω (CaCO₃)%做相关性分析(图6), 结果显示 a^* 、 b^* 与 ω (CaCO₃)%呈极弱的线性相关或无 线性关系,与陈杰等^[8]对帕米尔高原奥依塔克黄土— 古土壤序列研究结果相一致。pearson 双侧检验 a^* 、 b^* 与各指标之间的关系显示, a^* 与 ω (CaCO₃)%相关系数 仅为0.2460,即二者之间没有明显因果关系, b^* 与 ω (CaCO₃)%相关系数仅为0.0570,显示不相关,表示



calcium carbonate content ω (CaCO₃), magnetic susceptibility $\chi_{\rm lf}$

基本无因果关系。具体到广丰盆地红层表现为碳酸 盐对a^{*}变化影响微弱,对b^{*}变化基本无影响。可能原 因是成壤过程中,变价铁元素随易淋滤组分迁移,其 价态随沉积环境的改变而转换,最终以铁氧化物组 合形式在地层中积累,导致土壤颜色发生变化,但具 体是哪一种铁氧化物形态导致 a^{*}、b^{*}的变化还有待 研究。

在土壤与沉积物中常见的铁氧化物中,针铁矿 呈亮黄色,使沉积物显示明亮的黄色,而赤铁矿呈赤 红色,可以使沉积物显示红色[41]。在陆相红层中,赤 铁矿浓度低于0.3%~0.1%(按重量计)时就可使土壤 呈现红色^[42]。结合剖面特征,将a*、b*分别与X_f做相 关性分析,结果显示周田组红层 a^* 、 b^* 与 χ_{I} 无明显的 线性关系,与黄土研究结果不完全一致^[8-9]。且 pearson 双侧检验结果显示, a^* - $\chi_{\rm F}$ 相关系数为-0.277, 在0.1水平(双侧)上呈显著负相关,与Ji et al.[43]对黄 土高原洛川剖面研究所得的弱正相关结果不符,而 b*-X₁基本无相关关系,与陕南丹凤茶房村黄土一古 土壤剖面(R²=0.2850,显著正相关)¹⁰,关中平原梁村 剖面(R²=0.2850,显著正相关)研究结果¹⁹不一致。 位于剖面 42~43 m、67~68 m、120~121 m 的灰绿色钙 板层,其 $a^{*}(b^{*})$ - χ_{f} 与剖面 $a^{*}(b^{*})$ - χ_{f} 平均值比较后发 现,并未表现一致的增减性,进一步佐证了周田组红 层a*、b*与X_f没有明显的因果关系。以上结果的不相 符可能是沉积环境的差异和铁氧化物的种类及含量 所致,也说明出色度指标并不适用于所有的沉积 环境。

不同的颜色坐标分量在CIELAB(1976)表色系 统会相互影响^[38],并且 a^{*}与 b^{*}曲线形态变化^[10]相一 致,具有多处相似的相位和极值。线性相关性结果 显示: a^{*}与 b^{*}线性相关系数为0.270 2,而前人研究二 者线性相关系数可达0.892 0^[8],除去砂岩样品的影 响,古土壤中 a^{*}与 b^{*}线性相关系数为0.502 7。使用 pearson 双侧检验 a^{*}、b^{*}之间为显著正相关,表示 a^{*}、b^{*} 相互影响。靖远黄土的研究显示,赤铁矿的含量高 低会引起 a^{*}变化, b^{*}主要受针铁矿的影响^[38]。虽然在 一定的条件下铁的氧化物可以相互转化,但由于受 控因素的多变,铁氧化物的含量并不稳定,进而导致 相对较弱的线性关系。

4.3 CaCO3含量和磁化率

强降水将土壤碳酸盐溶解并且向下淋滤运移, 逐渐形成了钙质淀积层^[44]。所以ω(CaCO₃)%可以表 示碳酸盐在地层中的富集情况,直接反映地层中碳酸盐矿物淋滤的强度,间接说明降水量,以此推测古 气候变化。χ_u与成壤作用密切相关,可以指示地层 中磁性矿物的变化情况^[45],可以综合反映磁性矿物 的种类。铁磁性矿物(如单质铁、磁铁矿、磁赤铁矿 等)磁化率较高,反铁磁性矿物(如赤铁矿、针铁矿 等)磁化率较高,反铁磁性矿物(如赤铁矿、针铁矿 等)磁化率低,研究区周田组毛村剖面的低频磁化率 (χ_u)值在(1.16~10.16)×10⁻⁸ m³/kg之间变化,均值为 5.42×10⁻⁸ m³/kg,与广东南雄盆地大塘剖面结果相 似^[46],数值整体很低,说明地层以反铁磁性矿物为磁 化率主要贡献矿物。

周田组红层中ω(CaCO₃)%最高可达61.90%,指 示红层沉积物经历过强烈的降水过程,可能为季风 性降水^[47]。同样,χ_i最高达10.16×10⁻⁸ m³/kg,可能指 示该沉积阶段处于相对湿热的强氧化环境,形成大 量的铁氧化物,以赤铁矿为主^[41,45]。在ω(CaCO₃)%和 χ_{μ} 曲线中,二者形态特征相反,大致呈镜像。二者相 关性分析后发现, ω (CaCO₃)%与 χ_{I} 存在相关性, $R^2(\omega(CaCO_3)\%-\chi_{\rm f})=0.4430$,整体上呈现碳酸钙含 量随磁化率升高而降低的特点,反之亦然。 $\chi_{\rm H}$ 曲线 整体呈减小趋势,可能是由地层中赤铁矿含量下降 导致,意味着研究区成壤作用降低,强氧化环境呈 减弱趋势,反映了气候由相对湿热向干热变化的过 程,与川西雅安地区夹关组紫红色岩层反映的干旱 炎热气候相一致[48],南雄盆地晚白垩纪早期红层同 样显示干热气候49]。赣中永丰一崇仁盆地晚白垩世 圭峰群碎屑岩镜下特征指示了与沉积过程中相一 致的干旱氧化环境[50],体现了湿热向干热变化趋势 的延续。 $\omega(CaCO_3)%$ 曲线变化剧烈,具有多个峰值, 但整体呈缓慢增大趋势,意味着降水量的减小,这与 剖面中钙质淀积层厚度变化所指示的古降水量[39]减 小结果显示一致。深度曲线中多处"谷一峰"组合可 解释为强烈的淋滤作用之后碳酸盐的富集结果[4],对 应剖面岩性变化特征可以发现,往往谷值指向古土 壤,代表弱的淋滤环境,而峰值指向砂岩及砾岩,代 表强的淋滤环境。预示着此处存在一个降水量骤增 的时期,可能指示为季风性降水[47]。

从L*、a*、b*、C*、h*与ω(CaCO₃)%、χ_l和关分析结 果可以看出周田组h*与其他各指标均存在显著相关 性,砂岩中h*-ω(CaCO₃)%呈显著正相关,相关系数为 0.535,远大于古土壤中h*-ω(CaCO₃)%的相关系数 (0.187),指示h*有助于鉴别古土壤。古土壤中相关 系数最高值均出现在黏化层,这说明在古土壤研究 当中,气候替代指标在黏化层中表达比较准确,由于 数据较少且来源受地域条件限制,所以其适用性有 待进一步研究。

5 沉积环境与古气候分析

研究区红层沉积时代归属晚白垩世早期(96~ 89 Ma),古土壤广泛发育,几乎涵盖整个剖面,砂岩 和砾岩仅分布于部分层位。实测岩性柱状图特征明 显,大致呈"谷一峰"交替形态。"谷"阶段主要为古土 壤,岩性为泥岩一泥质粉砂岩,其中钙质结核、钙板 层发育,可见遗迹化石。沉积物的颜色,沉积构造特 征以及生物扰动现象均表明,该时期沉积环境为泛 滥平原或干盐湖环境,经常暴露于地表,在成壤作用 过程中碳酸盐聚集形成钙质结核^[50]。"峰"阶段以河道 化侵蚀—充填、发育粒序层理构造的砾岩为特点,指 示了河流沉积或泛滥平原沉积环境。其中,叠瓦状 构造指示了高强度洪泛水流作用^[51]。正粒序层理、底 侵蚀面的砾岩层可能是在河道决口和废弃后,低能 沉积作用形成的叠置坝^[52]。

结合气候指标变化特征,基本显示与剖面形态 对应关系,经分析 $\omega(CaCO_3)\%\chi_{II}$ 具有较好的气候替 代信度,在"谷"阶段,碳酸盐的淋滤富集过程相对稳 定,指示了干热的气候,而在"峰"阶段剧烈变化正指 示了强降水导致的碳酸盐淋失,代表该阶段气候相 对湿热。磁化率指标也指示了湿热向干热转变的气 候。因此,"谷一峰"交替对应的气候变化为:干热一 湿热—干热—湿热—干热。结合 $\omega(CaCO_3)$ %、 χ_{μ} 深度 变化曲线特征,揭示研究区古气候渐变整体趋势为: 湿热向干热转变。这大致与浙闽赣粤[18.20,22,47,53]地区 白垩纪炎热干旱的气候背景相一致。国外研究表 明,新墨西哥州中南部的麦克雷组马斯特里赫特晚 期气候干旱趋势显著增加[54]。美国西部内陆盆地晚 白垩世气候干旱,并且显示年均气温(MAT)转向更 高的值[55]。由此说明,广丰盆地周田组沉积时期的气 候不仅在区域上存在响应而且与全球范围的气候变 化相一致,晚白垩世气候由湿热向干热转变。

6 结论

(1) 广丰盆地周田组毛村剖面富含古土壤,古土 壤以发育钙质淀积层、黏化层、土壤滑擦面、遗迹化 石为识别特征。砂岩与砾岩仅分布于部分层位,砂 岩以中一粗砂岩为主,砾岩以中砾岩为主,发育平行 层理和粒序层理构造。

(2)周田组古土壤样品的碳酸钙含量与低频质 量磁化率联系密切,可作为气候替代指标并解释古 气候的变化,色度指标存在区域独特性,对该研究区 的气候指示不明显。

(3)碳酸钙含量指标与磁化率指标深度曲线变 化明显,记录了红层沉积阶段气候的干湿交替,其数 值整体上分别呈增大趋势和减小趋势。因此,周田 组红层沉积于强氧化环境并伴有季节性降水,古气 候由相对湿热逐渐变化为干热。

参考文献(References)

- [1] Retallack G J. Soils and global change in the carbon cycle over geological time [M]//Holland H D, Turekian K K. Treatise on geochemistry. Amsterdam: Elsevier Science, 2003: 581-605.
- [2] Li X H, Xu W L, Liu W H, et al. Climatic and environmental indications of carbon and oxygen isotopes from the Lower Cretaceous calcrete and lacustrine carbonates in Southeast and Northwest China [J]. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 2013, 385: 171-189.
- [3] 刘东生.黄土与环境[M].北京:科学出版社,1985.[Liu Tung-sheng. Loess and the environment[M]. Beijing: Science Press, 1985.]
- [4] An Z S. Late Cenozoic climate change in Asia: Loess, monsoon and monsoon-arid environment evolution [M]. Dordrecht: Springer, 2014.
- [5] 胡泉旭,王先彦,孟先强,等. 青藏高原东北部黄土次生碳酸盐 氧同位素的古气候意义[J]. 地球科学,2018,43(11):4128-4137. [Hu Quanxu, Wang Xianyan, Meng Xianqiang, et al. Paleoclimatic implications of oxygen isotope from Authigenic carbonates in loess deposit of northeastern Tibetan Plateau[J]. Earth Science, 2018, 43(11): 4128-4137.]
- [6] 侯战方,张军,宋春晖,等. 青藏高原天水盆地中新世沉积物碳 氧同位素对古气候演化的指示[J]. 海洋地质与第四纪地质, 2011,31(3):69-78. [Hou Zhanfang, Zhang Jun, Song Chunhui, et al. The oxygen and carbon isotopic records of Miocene sediments in the Tianshui Basin of the northestern Tibetan Plateau and their paleoclimatic implications[J]. Marine Geology & Quaternary Geology, 2011, 31(3): 69-78.]
- [7] 李林,周锡强,黄永建,等. 色度学方法的深时研究:以藏南贡 扎剖面白垩系赛诺曼/土仑阶为例[J]. 地学前缘,2009,16(5): 153-159. [Li Lin, Zhou Xiqiang, Huang Yongjian, et al. The deep-time research by chromatometry: An example from the Cenomanian to Turonian Stages of the Cretaceous, Gongza section, Southern Tibet[J]. Earth Science Frontiers, 2009, 16(5):

153-159.]

- [8] 陈杰,杨太保,曾彪,等.中国帕米尔地区黄土上部色度变化特 征及古气候意义[J]. 沉积学报,2018,36(2):333-342. [Chen Jie, Yang Taibao, Zeng Biao, et al. Chroma characteristics and its paleoclimatic significance in Pamir Loess Section, China[J]. Acta Sedimentologica Sinica, 2018, 36(2): 333-342.]
- [9] 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.]
- [10] 高鹏坤,庞奖励,黄春长,等. 陕南丹凤茶房村黄土—古土壤 剖面色度参数特征[J]. 沉积学报,2015,33(3):537-542.
 [Gao Pengkun, Pang Jiangli, Huang Chunchang, et al. Chroma characteristics and its significances of the Chafangcun loesspaleosol profile in Southeast Shaanxi, China[J]. Acta Sedimentologica Sinica, 2015, 33(3): 537-542.
- [11] Du X B, Xie X N, Lu Y C, et al. Distribution of continental red paleosols and their forming mechanisms in the Late Cretaceous Yaojia Formation of the Songliao Basin, NE China [J]. Cretaceous Research, 2011, 32(2): 244-257.
- [12] Huang C M, Retallack G J, Wang C S, et al. Paleoatmospheric pCO₂ fluctuations across the Cretaceous-Tertiary boundary recorded from paleosol carbonates in NE China[J]. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 2013, 385: 95-105.
- Gao Y, Ibarra D E, Wang C S, et al. Mid-latitude terrestrial climate of East Asia linked to global climate in the Late Cretaceous
 [J]. Geology, 2015, 43(4): 287-290.
- [14] 曹珂. 胶莱盆地晚白垩世辛格庄组钙质结核的碳、氧同位素 特征[J]. 矿物岩石,2014,34(2):85-90. [Cao Ke. Carbon and oxygen isotopic compositions of carbon nodule in the Xingezhuang Formation of Late Cretaceous, Jiaozhou-Laiyang Basin [J]. Journal of Mineralogy and Petrology, 2014, 34 (2): 85-90.]
- [15] Zhang L M, Wang C S, Cao K, et al. High elevation of Jiaolai Basin during the Late Cretaceous: Implication for the coastal mountains along the East Asian margin[J]. Earth and Planetary Science Letters, 2016, 456: 112-123.
- [16] Huang C M, Retallack G J, Wang C S. Early Cretaceous atmospheric pCO₂ levels recorded from pedogenic carbonates in China[J]. Cretaceous Research, 2012, 33(1): 42-49.
- [17] Li J, Wen X Y, Huang C M. Lower Cretaceous paleosols and paleoclimate in Sichuan Basin, China [J]. Cretaceous Research, 2016, 62: 154-171.
- [18] 李祥辉,陈斯盾,曹珂,等. 浙闽地区白垩纪中期古土壤类型 与古气候[J]. 地学前缘,2009,16(5):63-70. [Li Xianghui, Chen Sidun, Cao Ke, et al. Paleosols of the mid-Cretaceous: A

report from Zhejiang and Fujian, SE China [J]. Earth Science Frontiers, 2009, 16(5): 63-70.]

- [19] 刘秀铭,吕镔,毛学刚,等.风积地层中铁矿物随环境变化及 其启示[J]. 第四纪研究,2014,34(3):443-457. [Liu Xiuming, Lü Bin, Mao Xuegang, et al. Iron minerals of aeolian deposits vary with environment and its significances[J]. Quaternary Sciences, 2014, 34(3): 443-457.]
- [20] 温昌辉. 江西石城盆地白垩纪红色地层中成壤特征及古环境 分析[D]. 福州:福建师范大学,2016. [Wen Changhui. The Cretaceous stratum: Pedogenesis recognition and paleoenvironmental analysis, in Shicheng Basin, Jiangxi province[D]. Fuzhou: Fujian Normal University, 2016.]
- [21] 江西省地质矿产局. 江西省岩石地层[M]. 武汉:中国地质大学出版社,2008. [Bureau of Geology and Mineral Resources Jiangxi Provincial. Lithostratigraphy in Jiangxi province [M]. Wuhan: China University of Geosciences Press, 2008.]
- [22] Chen L Q, Guo F S, Steel R J, et al. Petrography and geochemistry of the Late Cretaceous redbeds in the Gan-Hang Belt, southeast China: Implications for provenance, source weathering, and tectonic setting [J]. International Geology Review, 2016, 58(10): 1196-1214.
- [23] Chen L Q, Steel R J, Guo F S, et al. Alluvial fan facies of the Yongchong Basin: Implications for tectonic and paleoclimatic changes during Late Cretaceous in SE China [J]. Journal of Asian Earth Sciences, 2017, 134: 37-54.
- [24] 陈留勤,刘鑫,李鹏程.古土壤:沉积环境和古气候变化的灵 敏指针[J]. 沉积学报,2018,36(3):510-520. [Chen Liuqin, Liu Xin, Li Pengcheng. Paleosols: Sensitive indicators of depositional environments and paleoclimate[J]. Acta Sedimentologica Sinica, 2018, 36(3): 510-520.]
- [25] 王凤之,陈留勤,郭福生,等. 江西信江盆地晚白垩世塘边组 成壤碳酸盐岩碳、氧同位素特征[J]. 岩石矿物学杂志,2018, 37(1):143-151. [Wang Fengzhi, Chen Liuqin, Guo Fusheng, et al. Carbon and oxygen isotopic compositions of pedogenic carbonates from the Late Cretaceous Tangbian Formation in the Xinjiang Basin, Jiangxi province[J]. Acta Petrologica et Mineralogica, 2018, 37(1): 143-151.]
- [26] 刘细元, 衷存堤, 张永忠, 等. 江西省晚白垩世周田组的再划 分[J]. 地质调查与研究, 2004, 27(4): 217-222. [Liu Xiyuan, Zhong Cundi, Zhang Yongzhong, et al. Redefinition of the Late Cretaceous Zhoutian Formation, Jiangxi province[J]. Geological Survey and Research, 2004, 27(4): 217-222.]
- [27] 肖光荣,姚琪,范爱春. 江西省晚白垩世层序地层研究[J]. 资源调查与环境,2013,34(3):141-149. [Xiao Guangrong, Yao Qi, Fan Aichun. Research on sequence stratigraphy of Late Cretaceous in Jiangxi province [J]. Resources Survey & Environment, 2013, 34(3): 141-149.]
- [28] 邓家瑞,张志平. 赣杭构造带及其地质意义[J]. 铀矿地质, 1989,5(1):15-21. [Deng Jiarui, Zhang Zhiping. Gan-Hang tectonic belt and its geologic significance [J]. Uranium Geolo-

gy, 1989, 5(1): 15-21.]

- [29] 余心起,舒良树,颜铁增,等. 赣杭构造带红层盆地原型及其 沉积作用[J]. 沉积学报,2005,23(1):12-20. [Yu Xinqi, Shu Liangshu, Yan Tiezeng, et al. Prototype and sedimentation of red basins along the Ganhang tectonic belt[J]. Acta Sedimentologica Sinica, 2005, 23(1): 12-20.]
- [30] 余达淦,叶发旺,王勇. 江西广丰早白垩世中晚期盆地火山— 侵入杂岩活动序列确认及地质意义[J]. 大地构造与成矿学, 2001,25(3):271-276. [Yu Dagan, Ye Fawang, Wang Yong. Active succession establishment for volcanic-intrusive complex in Middle-Late Lower Cretaceous in Guangfeng, Jiangxi and its geological implication[J]. Geotectonic et Metallogenia, 2001, 25(3): 271-276.]
- [31] 姜勇彪,郭福生,刘林清,等. 广丰盆地白垩纪红层及其地貌 景观发育研究[J]. 资源调查与环境,2009,30(4):235-242.
 [Jiang Yongbiao, Guo Fusheng, Liu Linqing, et al. A study on Cretaceous red beds and their geomorphologic landscapes in Guangfeng Basin[J]. Resources Survey & Environment, 2009, 30(4): 235-242.]
- [32] 衷存堤,徐平,肖晓林,等.对江西晚白垩世赣州群茅店组的 重新厘定[J].中国地质,2002,29(3):271-274. [Zhong Cundi, Xu Ping, Xiao Xiaolin, et al. Revision of the Late Cretaceous Maodian Formation of the Ganzhou Group in Jiangxi province[J]. Geology in China, 2002, 29(3): 271-274.]
- [33] 巫建华,项媛馨,钟志菲. 江西广丰、玉山盆地橄榄玄粗岩的 SHRIMP 锆石 U-Pb 定年和 Sr-Nd-Pb-O 元素同位素特征[J]. 岩石矿物学杂志,2014,33(4):645-656. [Wu Jianhua, Xiang Yuanxin, Zhong Zhifei. SHRIMP zircon U-Pb dating and Sr-Nd-Pb-O isotope characteristics of shoshonite from Guangfeng and Yushan Basins in Jiangxi province [J]. Acta Petrologica et Mineralogica, 2014, 33(4): 645-656.]
- [34] 曹珂.中国陆相白垩系地层对比[J].地质论评,2013,59(1):
 24-40. [Cao Ke. Cretaceous terrestrial stratigraphic correlation in China[J]. Geological Review, 2013, 59(1): 24-40.]
- [35] 周涛, 巫建华, 艾成辉. 江西广丰碱性橄榄玄武岩的成因: SHRIMP 锆石 U-Pb 年龄和元素、Sr-Nd-Pb 同位素制约[J]. 东 华理工大学学报(自然科学版), 2016, 39(2):108-117. [Zhou Tao, Wu Jianhua, Ai Chenghui. Petrogenesis of alkali olivine basalt from Guangfeng Basins in Jiangxi province: SHRIMP zircon U-Pb Dating and element、Sr-Nd-Pb isotope constraints[J]. Journal of East China University of Technology, 2016, 39(2): 108-117.]
- [36] 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]. Science China (Seri. D): Earth Sciences, 2001, 31(Suppl. 1): 175-181.]
- [37] 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: Con-

trolling factors and paleocliamtic significances [J]. Geochimica, 2010, 39(5): 447-455.]

- [38] 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 chracteristics in the loess-paleosol at Jingyuan section and its signification to paleocliamete [J]. Journal of Lanzhou University (Natural Sciences), 2012, 48(2): 15-23.]
- [39] 赵景波.风化淋滤带地质新理论—CaCO₃淀积深度理论[J]. 沉积学报,2000,18(1):29-35. [Zhao Jingbo. A new geological theory about eluvial zone-theory illuvial on depth of CaCO₃[J]. Acta Sedimentologica Sinica, 2000, 18(1): 29-35.]
- [40] 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.
- [41] Torrent J, Barrón V, Liu Q S. Magnetic enhancement is linked to and precedes hematite formation in aerobic soil[J]. Geophysical Research Letters, 2006, 33(2): L02401.
- [42] Deaton B C, Balsam W L. Visible spectroscopy: A rapid method for determining hematite and goethite concentration in geological materials [J]. Journal of Sedimentary Research, 1991, 61(4): 628-632.
- [43] Ji J F, Balsam W, Chen J. Mineralogic and climatic interpretations of the Luochuan loess section (China) based on diffuse reflectance spectrophotometry [J]. Quaternary Research, 2001, 56(1): 23-30.
- [44] 何同.黄土高原晚中新世一上新世红粘土碳酸盐地球化学研究[D].南京:南京大学,2012.[He Tong. Geochemistry of carbonates in the Late Miocene-Pliocene red clay deposits on Chinese Loess Plateau[D]. Nanjing: Nanjing University, 2012.]
- [45] 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 Tungsheng, Heller F, et al. Study on magnetic susceptibility of Loess and Quaternary climate in China[J]. Scientia Geologica Sinica, 1992(Suppl. 1): 279-285.]
- [46] 王文艳. 南雄盆地大塘剖面红色地层的磁化率变化机制及其 古气候意义[D]. 福州:福建师范大学,2017. [Wang Wenyan. Magnetic susceptibility change mechanism in Datang, Nanxiong Basin and its paleoclimate significances [D]. Fuzhou: Fujian Normal University, 2017.]
- [47] 张蕊.黄土—红粘土磁学参数记录的晚新生代东亚季风气候 演化[D]. 兰州:兰州大学,2017. [Zhang Rui. Late Cenozoic East Asian monsoon climate variations recorded by loess-red clay magnetic parameters on the Chinese Loess Plateau [D]. Lanzhou: Lanzhou University, 2017.]
- [48] 陈海霞.川西雅安地区白垩纪古环境古气候研究[D].成都: 成都理工大学,2009.[Chen Haixia. Research of paleoenvironment and paleoclimate of Cretaceous in Ya'an area of western Sichuan Basin[D]. Chengdu: Chengdu University of Technology, 2009.]

- [49] 王尹,李祥辉,周勇,等. 南雄盆地晚白垩世一古新世陆源沉积组份变化的古气候指示[J]. 沉积学报,2015,33(1):116-123. [Wang Yin, Li Xianghui, Zhou Yong, et al. Paleoclimate indication of terrigenous clastic rock's component during the Late Cretaceous—Early Paleocene in the Nanxiong Basin [J]. Acta Sedimentologica Sinica, 2015, 33(1): 116-123.]
- [50] 陈留勤. 江西永崇盆地晚白垩世沉积演化[M]. 北京:地质出版社, 2018. [Chen Liuqin. Depositional evolution of the Yongchong Basin during Late Cretaceous in Jiangxi province, SE China[M]. Beijing: Geological Publishing House, 2018.]
- [51] Mills H H. Downstream rounding of pebbles: A quantitative review [J]. Journal of Sedimentary Research, 1979, 49 (1): 295-303.
- [52] Nemec W, Postma G. Quaternary alluvial fans in southwestern Crete: Sedimentation processes and geomorphic evolution[M]// Marzo M, Puigdefábregas C. Blackwell: Oxford. Alluvial sedi-

mentation. IAS Special Publication, 1993: 235-276.

- [53] 刘鑫,陈留勤,李馨敏,等. 江西象山地质公园丹霞地貌成景地层沉积环境分析[J]. 现代地质,2018,32(2):260-269. [Liu Xin, Chen Liuqin, Li Xinmin, et al. Depositional environments of the bedrock of Danxia Landform in Xiangshan Geopark of Jiangxi province, SE China[J]. Geoscience, 2018, 32(2): 260-269.]
- [54] Buck B J, Mack G H. Latest Cretaceous (Maastrichtian) aridity indicated by paleosols in the McRae Formation, south-central New Mexico[J]. Cretaceous Research, 1995, 16(5): 559-572.
- [55] Burgener L, Hyland E, Huntington K W, et al. Revisiting the equable climate problem during the Late Cretaceous greenhouse using paleosol carbonate clumped isotope temperatures from the Campanian of the western Interior Basin, USA[J]. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 2019, 516: 244-267.

Sedimentary Characteristics and Paleoclimatic Significance of the Late Cretaceous Zhoutian Formation Red Beds in the Guangfeng Basin

WU WenBin^{1,2}, CHEN LiuQin^{1,2}, DING Ting^{1,2}, LI WenHao², WANG YuJia²

State Key Laboratory of Nuclear Resources and Environment, East China University of Technology, Nanchang 330013, China
 School of Earth Sciences, East China University of Technology, Nanchang 330013, China

Abstract: Cretaceous terrestrial red beds are widespread in southeastern China, and they are archives for understanding the continental sedimentological response to the Cretaceous greenhouse climate. It remains controversial as to whether the red beds were deposited in "subaqueous" or "superaqueous" environments, and the paleoclimate needs to be further explored as well. Based on measurements of the Maocun section in the Guangfeng Basin, the depositional environments and paleoclimate of the Late Cretaceous Zhoutian Formation red beds were studied by chroma, magnetic susceptibility and calcium carbonate content analysis of paleosol samples. Three types of rocks, namely paleosol, sandstone and conglomerate, are distinguished in the Zhoutian Formation. The paleosol is distributed almost throughout the measured section, being characterized by abundant carbonate nodules, carbonate deposition layers, trace fossils, and slickensides. The sandstone observed in some horizons is mainly medium- to coarse-grained. The pebbly conglomerate occurs in parallel bedding and graded bedding structures. The calcium carbonate content of the paleosol samples is closely related to low-frequency mass magnetic susceptibility, which can be used as a climate proxy. In contrast, the chroma index reflects only regional changes, thus is less indicative of climate. Both the calcium carbonate contents and magnetic susceptibility have clear trends, which probably reflect cyclical dry and wet conditions. Therefore, the red beds of the Zhoutian Formation were interpreted to have been deposited in a intense oxidizing environment with seasonal precipitation, and the paleoclimate may have changed between wet and dry conditions.

Key words: paleosol; Late Cretaceous; sedimentary environment; terrestrial red beds; northeastern Jiangxi province