

西峰剖面高分辨记录指标研究及古气候重建

孙玉兵, 陈天虎*, 谢巧勤

(合肥工业大学 资源与环境工程学院, 合肥 230009)

摘要: 对甘肃省西峰黄土-红粘土剖面的夏季风替代性指标作了全面、系统的测试, 包括磁化率、频率磁化率、碳酸盐、有机质和游离氧化铁的测定, 并通过碳酸盐和磁化率值来初步恢复古气候变化特征。结果表明, 频率磁化率、有机质、游离铁和磁化率具有正相关关系, 而碳酸盐变化与磁化率呈负相关, 它们都可以很好地作为夏季风替代性指标。通过数学模型认为整个第四纪古气候变化大致可分为三个大的阶段: 0~1.1 Ma BP, 1.1~1.9 Ma BP和1.9~2.6 Ma BP。从0.1 Ma以来, 降水量和年均温都有降低趋势, 说明气候向着越来越干冷的方向演化。

关键词: 黄土高原; 夏季风; 古气候; 西峰剖面

中图分类号: P532

文献标识码: A

文章编号: 1006-7493 (2009) 01-0126-09

Substitute Indices of Summer Monsoon in Eolian Sediment and Its Paleoclimatic Significance

SUN Yu-bing, CHEN Tian-hu, XIE Qiao-qin

(School of Resource and Environment, Hefei University of Technology, Hefei 230009, China)

Abstract: This paper systemically measured the proxy indices of the summer monsoon from the loess-paleosol sequences in the red clay sequences of the Xifeng profile, Gansu Province, including the values of magnetic susceptibility (MS) and frequency dependent magnetic susceptibility, and the contents of carbonate, organic matter and free iron oxides. We reconstructed the change characteristics of the paleoclimate by the carbonate contents and the values of magnetic susceptibility. The results showed that the frequency dependent magnetic susceptibility and the contents of organic matter and free iron oxides are positively correlated with the magnetic susceptibility, while the carbonate contents are negatively correlated with it. All these features can be regarded as the proxy indices of the summer monsoon. The paleoclimatic change of the whole Quaternary by the mathematic model could be divided into three periods: 0~1.1 Ma BP, 1.1~1.9 Ma BP and 1.9~2.6 Ma BP. The annual mean precipitation and annual mean temperature decreased obviously since 0.1Ma BP, which indicates that the climate will be more and more dry and cold in the future.

Key words: Loess Plateau; summer monsoon; paleoclimate; Xifeng profile

1 引言

为了深入地了解全球气候系统演化历史和演化趋势, 以及了解东亚季风气候的区域性和全球性等特征, 我们需要对记录下来的信息进行解

译, 而中国黄土高原黄土-红粘土序列连续记录了晚第三纪以来东亚季风的变迁信息, 其下伏的红粘土风尘堆积序列也表明以冬、夏季风为特征的东亚季风气候自晚中新世开始出现。很多学者 (Sun et al, 2007; 安芷生等, 1990; 陈骏等, 1998; 刘

收稿日期: 2008-01-18; 修回日期: 2008-07-24

基金项目: 国家自然科学基金 (40772032)

作者简介: 孙玉兵, 男, 1981年生, 博士研究生, 主要从事环境矿物学研究; E-mail: sunyubing@126.com

*通讯作者: 陈天虎, 教授, 主要从事环境矿物学、环境材料及环境地球化学研究; E-mail: chentianhu@vip.sina.com

连文等, 1999) 对东亚季风中各种替代性指标进行了研究, 特别是夏季风替代性指标的研究, 包括磁化率值、碳酸盐、有机质和游离铁/全铁的比值等, 尤其是基于黄土-古土壤序列研究建立很多古气候替代性指标, 并对2.6 Ma以来的东亚季风演化进行了重建 (Stephen, 2001; Yang et al, 2006; 鹿化煜等, 1996) 这些研究对于讨论夏季风气候的空间演化规律并预测将来气候的演化趋势具有重要的意义。一般情况下, 磁化率高值对应于古土壤层, 而磁化率低值对应于黄土层, 但是越来越多的证据显示磁化率与成壤强度呈非正相关现象, 如陕西宝鸡剖面成壤作用最强的古土壤S5中磁化率值并不高, 远远低于S1和S2 (Liu et al, 2001), 而在黑龙江泰来剖面风成砂的磁化率值为 $(60 \sim 120) \times 10^{-8} \text{ m}^3 \text{ kg}^{-1}$, 远高于多数黄土层, 甚至高于一些古土壤层。另外, 美国阿拉斯加的黄土磁化率值与地层之间的关系正好与中国的黄土高原相反 (Beget et al, 1990)。到目前为止, 仍不能圆满地解释黄土-古土壤中磁化率变化的真正原因, 它有可能是多成因的综合 (Anderson et al, 1996)。黄土成壤过程中对古气候最为敏感且又能制约磁化率大小的因素是什么? 古气候和磁化率联系的纽带是什么? 这些都不是十分清楚, 这需要其它替代性指标进行相互印证。为此, 本文通过研究西峰黄土-红粘土序列剖面的夏季风替代性指标 (磁化率、频率磁化率、碳酸盐、有机质和游离铁), 并结合深海氧同位素的资料, 来反映古气候变化特征, 应用游离铁值和磁化率值进行古气候重建。

2 采样和方法

采样剖面来自于黄土高原中部主体部位最大的董志塬——甘肃省西峰赵家川剖面 (37.7° N , 107.6° E), 它位于黄土高原现存面积最大、保存最完整的风尘黄土-古土壤-红粘土序列, 全剖面由约170 m厚的第四纪黄土-古土壤序列和约55 m厚的第三纪红粘土堆积组成, 其中第四纪的黄土-古土壤系列由自上而下的全新世的黑垆土 (S0, 深度为1.5 m)、晚更新世的马兰黄土 (L1, 深度为8.4 m)、中更新世的离石黄土上部 (S1—L9, 深度为73.7 m) 和下部 (S9—L15, 深度为26.4 m)

和早更新世的午城黄土 (S15—L33, 深度为65.8 m) 组成。其中L9 (深度为10.5 m)、L15 (深度为2.6 m) 和L33 (深度为1.2 m) 分别为上粉沙层、中粉沙层和下粉沙层, 这三层是标志层, 其特点是磁化率值较低且变化稳定, 粒度较粗。上新世的第三纪红粘土由7个显著红色的黄土和与此相间的7个古土壤层组合而成。红粘土下伏是灰黄色的河相冲积砂岩, 塬面海拔为1 200~1 300 m, 该地区年均温 8.7° C , 温度变化为 $-22.4^\circ \text{ C} \sim 35.1^\circ \text{ C}$ 。年均降水量为555 mm, 蒸发量为520 mm。雨量集中在6~9月 (Liu et al, 1995, 2001)。

西峰剖面的磁性地层 (Liu et al, 1995; Sun et al, 1997) 研究表明, 布容正极性时与松山负极性时的分界线 (B/M) 位于L8层黄土层中上部 (深度为68.5 m左右), 年龄大约为0.78 Ma BP。松山负极性时与高斯正极性时分界线 (M/G) 位于L33黄土层, 深度约174.8 m, 年龄为2.58 Ma BP。底界是高斯正极性时与吉尔贝特负极性时的分界点, 深度在218.5 m处, 其年龄约为7.04 Ma BP。其中松山期 (Matuyama) 中包括贾拉米格亚正极性时和奥杜维正极性时两个亚期, 它们分别位于L8—S11层 (深度为83.5~92 m) 和S22—S24层 (深度为139~146 m) 之间, 年龄分别为0.99~1.07 Ma和1.77~1.95 Ma之间。

笔者对西峰剖面进行了10 cm间隔的高分辨率采集粉末样, 共采样2 300个以上。样品的磁化率 (0.47 kHz) 和频率磁化率 (4.7 kHz) 使用英国产的Bartington MS2双频磁化率仪测定; 有机质采用重铬酸钾-硫酸亚铁氧化还原法测定; 碳酸盐 (刁桂仪等, 1995) 采用 CO_2 气体法快速测定; 用CBD (柠檬酸钠-重碳酸钠-连二亚硫酸钠法) (Mehra et al, 1960; Hunt et al, 1995; Van Orschot et al, 1999) 提取样品中的游离铁。本文使用的地层图、极性柱和时间序列均引自Liu等 (2001) 的数据。图1为西峰剖面极性柱界限点年龄与深度对应关系及其相应的磁化率、频率磁化率、碳酸盐、有机质和风尘游离铁变化曲线。

3 实验过程与结果

3.1 磁化率的变化

样品磁化率采用MS2双频磁化率仪 (Bartington,

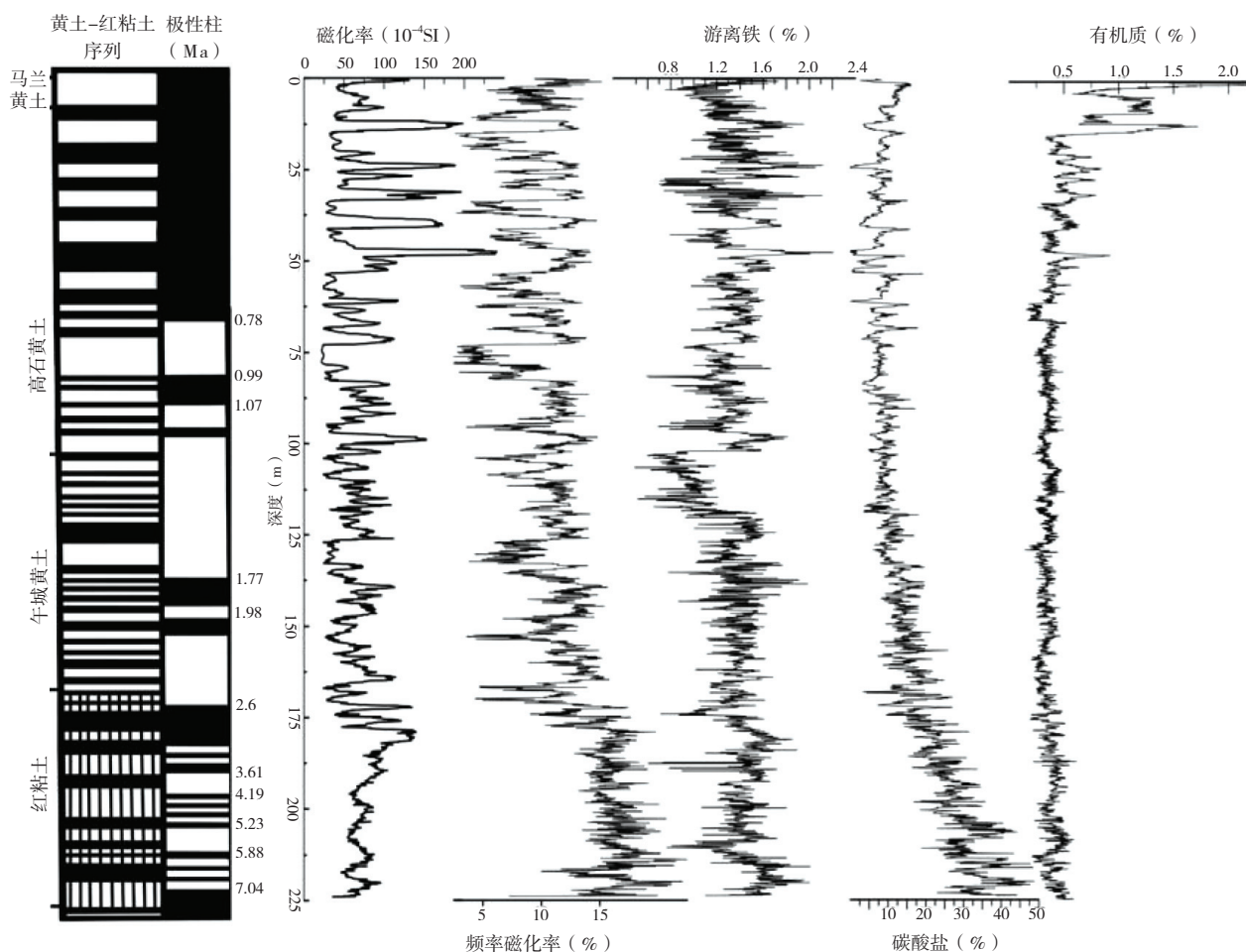


图1 西峰剖面地层、极性柱、磁化率、频率磁化率、碳酸盐、有机质和游离铁随深度的变化
Fig. 1 The strata, polarity, magnetic susceptibility, frequency magnetic susceptibility, carbonate, organic matter and free iron oxides contents in Xifeng profile

英国)在4.7 kHz下测量,其中地层和极性柱参照Liu (2001)的论文,磁化率经过碳酸盐修正(碳酸盐含量测定见后)。测量结果表明,古土壤层对应了磁化率的“峰”值,黄土层对应了磁化率的“谷”值,即使在风化成壤更强的红粘土层同样表现这种规律。在黄土-古土壤序列中,磁化率表现为高幅、低频的波动,其中俗称为“红三条”的S5标志层厚度为8 m (46.9~54.9 m),该层是在最温湿的条件下形成的,期间被两次冰阶所间隔,其磁化率值达到最大 ($241.1 \times 10^{-8} \text{ m}^3 \text{ kg}^{-1}$),其次S1, S3 和S4层磁化率值平均值分别为 $121 \times 10^{-8} \text{ m}^3 \text{ kg}^{-1}$, $121.06 \times 10^{-8} \text{ m}^3 \text{ kg}^{-1}$ 和 $130.45 \times 10^{-8} \text{ m}^3 \text{ kg}^{-1}$ 。其它层的古土壤层(除了S13层达到 $153 \times 10^{-8} \text{ m}^3 \text{ kg}^{-1}$)磁化率值都很低;黄土层磁化率值整体偏低,其中L9层最低 ($21.6 \times 10^{-8} \text{ m}^3 \text{ kg}^{-1}$),其次是L15层,其平均值为 $36.4 \times 10^{-8} \text{ m}^3 \text{ kg}^{-1}$ 。在黄土-古土壤序列与红粘土

土层交界(174.8 m)处前后,即在S31到S34之间是从黄土-古土壤序列到红粘土过渡带,磁化率值仍然很高。在红粘土序列中,磁化率表现为低幅高频的波动,磁化率值为 $(35.5 \sim 140.4) \times 10^{-8} \text{ m}^3 \text{ kg}^{-1}$,其上部表现为波动大,高幅低频变化,下部波动较小,其磁化率平均值为 $(57.5 \sim 76.6) \times 10^{-8} \text{ m}^3 \text{ kg}^{-1}$ 。在黄土-古土壤序列中,磁化率平均值仅为 $65.53 \times 10^{-8} \text{ m}^3 \text{ kg}^{-1}$,然而红粘土层磁化率的平均值为 $79.21 \times 10^{-8} \text{ m}^3 \text{ kg}^{-1}$,高于整个黄土-红粘土序列的平均值 ($68.54 \times 10^{-8} \text{ m}^3 \text{ kg}^{-1}$),表明整个新近纪时期的风化成壤强度明显强于第四纪。

3.2 频率磁化率的变化

频率磁化率通常是指低频磁化率和高频磁化率差值与低频磁化率的百分比。在高频测量时,超顺磁粒级的铁磁性矿物由于磁滞而被阻挡,对高频磁化率不再有贡献,有贡献的只是那些粒级

较大的磁颗粒,所以频率磁化率表示跨越稳定单畴和超顺磁界线的磁性矿物的存在,可以作为超顺磁颗粒(粒径 $<0.03\text{ }\mu\text{m}$)对磁化率值贡献大小的度量。从图1可以看出,晚第三纪红粘土的频率磁化率变化总体处在较高的背景值上,变化范围为4.73%~20.22%,具有明显的高频小幅波动特征,且自下而上频率磁化率的变化幅度逐渐减小而平均值有增大的趋势,到红粘土堆积结束而发育黄土-古土壤序列时,频率磁化率则表现出较大幅高频的变化特征,自下而上频率磁化率的变化幅度逐渐变小而平均值亦有减小的趋势,在214 m处达到最大值(20.2%),红粘土层频率磁化率平均值(13.61%)明显高于整个黄土-红粘土剖面平均值(8.93%),显示了明显的“饱和”趋势,说明其经历了较强的成壤作用过程。甘肃西峰红粘土的频率磁化率表现为小幅高频波动并逐渐增强的演化过程,频率磁化率最高值(14.9%)和最低值(0.13%)不是集中在风化最强的古土壤层和风化最弱的L9/L15层,而是分别在L32层和L2层,其原因尚待进一步研究。

值得一提的是频率磁化率虽然与磁化率具有同相位,同周期的变化趋势,但是在黄土-古土壤序列中,变化幅度很小,其平均值几乎都集中在3.46%~12.1%,即使在成壤最强的S5层,频率磁化率平均值也只有10.2%。同第四纪的古土壤相比,其磁化率值略低而频率磁化率值相对偏高,除个别层位存在明显的低磁化率($<100\times 10^{-8}\text{ m}^3\text{ kg}^{-1}$)和高频率磁化率($>10\%$)不协调外,其余对应关系与第四纪黄土-古土壤序列基本相同。由于高频磁化率是按比例低于低频磁化率的,因而,低频磁化率和高频磁化率的差值与低频磁化率的相关性,可以衡量两者在指示古气候意义时相匹配的程度。尽管红粘土的形成环境和磁化率的形成过程可能不同于上覆的黄土-古土壤序列,但两者的频率磁化率和磁化率具有良好的对应关系,揭示出红粘土磁化率的长周期阶段性演化仍可能指示了晚第三纪夏季风的长期变迁。

3.3 有机质变化

有机质是一定生物气候环境下的产物,其含量和性质都与环境有关。地质体中的有机质是不同气候和大气碳循环的一个重要记录。应用有机

质含量变化作为古气候变迁的信息,近十几年来引起有关学者的兴趣。如图1所示,从整体来说,有机质的变化曲线与磁化率对应性不是很好,特别在50 m以下,有机质的含量变化很小,在S5层以上,两者具有很好的可比性,在S5层(共82个样品)两者相关系数达到0.85,有机质值变化范围为0.13%~2.87%,其平均值为0.4%。在S0层(0.6 m)有机碳含量达到最大值($2.87\text{ g}\cdot\text{kg}^{-1}$),主要是由于该层是耕作层,各种农作物和植物生长茂盛,各种动植物残体丰富。第二高度是在S1层,有机质含量为 $0.57\sim 1.65\text{ g}\cdot\text{kg}^{-1}$,比S5层($0.31\sim 0.92\text{ g}\cdot\text{kg}^{-1}$)还高,说明根系发达的植物延伸到此层,植物残体仍然很多,或者是人类扰动作用使得农作物的秸秆深埋,从而使得有机质含量增大。从L27到L32层有机质含量都很低,主要集中在0.24%~0.26%之间。在红粘土层,有机质含量很少而且变化很小(0.14%~0.44%),平均为0.29%。

3.4 碳酸盐变化

黄土是富含碳酸盐的粉尘堆积物。在冰期干冷的气候条件下,黄土经历了较弱的化学风化,主要表现为碳酸盐的部分淋失和重新沉淀。黄土中的古土壤夹层则是在间冰期温湿气候条件下形成的并经历稍强的化学风化,其中的碳酸盐已大部分淋滤或淋失殆尽。黄土中碳酸盐按其成因可以划分为原生和次生两种类型。原生碳酸盐是碎屑成因,风搬运堆积而成,在形貌上保持次磨圆状的碎屑成因特征(陈天虎等,2005)。如图1所示,从上到下碳酸盐含量有明显的逐渐增大的趋势。在黄土-古土壤系列中碳酸盐含量变化具有振幅大,周期小的规律,与磁化率具有明显的负相关,磁化率的“峰”值对应于碳酸盐曲线中的“谷”值。在黄土-古土壤序列中碳酸盐平均含量为9.85%。古土壤中碳酸盐含量比黄土层低,甚至在S2层(24.2 m和24.3 m处)和S5层(47, 47.2和47.5 m处)个别点碳酸盐含量为零,说明这些地层碳酸盐已经淋失殆尽,而在红粘土中碳酸盐明显具有低幅低频的变化规律。红粘土层最为突出的特点就是碳酸盐含量显著地上升,此层碳酸盐平均含量为28.21%,明显高于黄土与古土壤的9.85%,在220 m处碳酸盐含量达到最高值

(48.86%)。碳酸盐在红粘土层含量明显升高的原因可能有二,一是由于上覆的黄土-古土壤层淋滤到红粘土层而淀积起来的结果,因为上部的黄土层疏松多孔,透水性很好,随着降水量增加,水分自上而下运行。在地下水的作用下,钙质从上而下随水迁移至红粘土层,随着深度的增加,在红粘土发生层越来越结实,胶结、固化作用很强,再加上碱性增强和淋溶水的浓缩,越来越多的次生碳酸盐在红粘土层形成,所以在红粘土层碳酸盐含量随深度的增加而明显升高;二是受青藏高原的阶段性隆升对东亚夏季风起到决定性作用所影响。

3.5 游离铁变化

游离氧化铁是指土壤粘粒中以氧化物及其水化合物形式存在的铁(Liu et al, 2001),是土壤或粘粒中所含铁化合物或氧化铁的一部分,其含量亦与气候条件有关。它包括赤铁矿(α - Fe_2O_3)、磁赤铁矿(γ - Fe_2O_3)、针铁矿(α - FeOOH)、纤铁矿(γ - FeOOH)和 $\text{Fe}(\text{OH})_3$ 凝胶。经典的游离铁的测定采取CBD法(柠檬酸钠-重碳酸钠-连二亚硫酸钠)提取,CBD(citrate-bicarbonate-dithionite)技术,是一种土壤化学方法。其基本原理是:使用连二亚硫酸钠($\text{Na}_2\text{S}_2\text{O}_4$)溶解次生铁氧化物,如赤铁矿、针铁矿、磁赤铁矿等,并将 Fe^{3+} 还原为 Fe^{2+} , Fe^{2+} 与柠檬酸钠($\text{Na}_3\text{C}_5\text{H}_5\text{O}_7 \cdot \text{H}_2\text{O}$)发生螯合作用,生成稳定的螯合物。其中,碳酸氢钠(NaHCO_3)作为上述反应的缓冲剂,使溶液的pH值保持在7.3左右。因此人们(Liu et al, 1995; Singer et al, 1995; Sun et al, 1995)将用BCD法提取来的氧化铁称之游离氧化铁。在黄土-古土壤序列中,游离铁变化曲线表现为高幅低频的变化趋势,与磁化率和频率磁化率相比,游离铁的变化波动性很大,也许蕴涵着更多的短尺度的古环境和古气候演化信息,除了125~165 m深度以外,在整体上游离铁的变化曲线与磁化率变化相呼应。在红粘土层的187 m和210 m两处表现为“异常点”,与磁化率相比,其磁化率的“峰”值对应游离铁中的“谷”值;游离铁变化曲线与频率磁化率相比游离铁含量在S5层达到最大值(2.21%),在106 m处含量最低(0.48%),在整个黄土-红粘土序列中,游离铁

平均含量为1.33%,游离铁含量从黄土-古土壤中的1.30%升高到红粘土层中的1.46%,可能由于在新近纪时强降水条件下,大量的游离氧化铁被风化成壤作用而“游离”出来以赤铁矿形式存在,这与野外观察到红粘土的成壤强度强于黄土-古土壤序列的结果相一致。所以说CBD法提取的氧化铁与年降水量呈良好的正相关。也就是说,游离铁含量作为反映古气候的变化是可行的。

4 讨论

4.1 磁化率值与深海沉积物 $\delta^{18}\text{O}$ 的变化关系

在记录第四纪气候波动历史上,中国黄土同深海沉积和极地冰芯一起,成为全球气候变化的三大信息库。中国黄土在全球变化研究中的地位已被国际学术界所公认。巨厚而又连续的黄土-古土壤-红粘土序列一直是重建第四纪古气候演化历史的重要材料。S5层以上的磁化率与Specmap $\delta^{18}\text{O}$ 的变化(图2)表明,氧同位素5阶段对应于古土壤层中S1磁化率峰值,依次类推,氧同位素13阶段对应于磁化率值最高的S5层。末次冰期有6次极显著的冰漂碎屑层(IRD),即H事件,在磁化率与Specmap $\delta^{18}\text{O}$ 的变化上均有所反映。还有新仙女木事件(Younger Dryas,简称YD事件),即

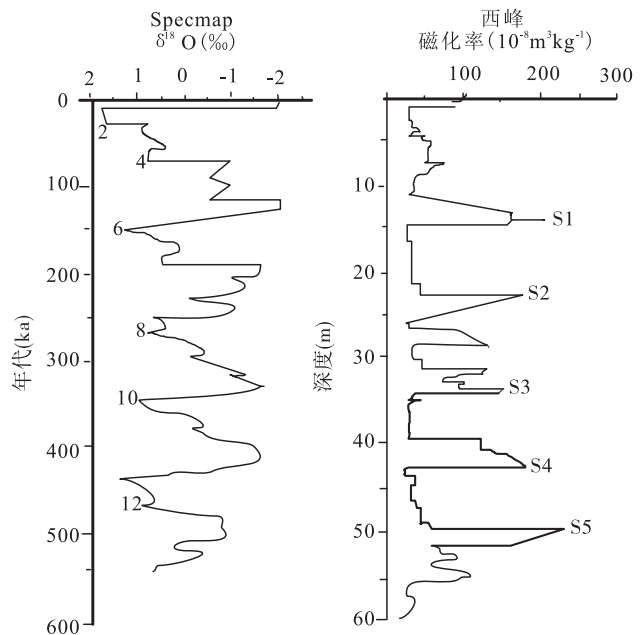


图2 西峰剖面S5层以上的磁化率与Specmap $\delta^{18}\text{O}$ 的变化 (Specmap $\delta^{18}\text{O}$ 据郭正堂等, 1999)

Fig. 2 The variation of Specmap $\delta^{18}\text{O}$ and magnetic susceptibility above S5 layer of the Xifeng profile

在末次冰消期向全新世变暖(持续2 000年)的过程中,气候突然发生短暂(持续约1 300年)的逆转,强度几乎近于冰期条件,之后才开始全新世暖期,这些变化均能明显地显示出来,说明当全球变冷和冰量达到临界值后,进入了以米兰科维奇冰期-间冰期旋回为特征的大冰期。随着第四纪大冰期的来临,黄土高原风尘堆积由红粘土转变为黄土-古土壤序列,而频率磁化率变化则表现为大幅高频的波动并有逐渐变小的演化趋势,开始了以干冷-暖湿为组合特征的东亚冬、夏季风优势期相互交替的季风气候演化格局。

3.2 夏季风替代性指标的古气候意义

鉴于影响磁化率的因素较多,且仅只能反映较大幅度的古气候变化,因此,同时选择了其他对古气候波动较敏感的替代性指标,包括频率磁化率、碳酸盐、有机质和游离铁等指标来探讨晚第三纪以来的夏季风长期变迁。在黄土-古土壤序列中,磁化率变化曲线表现为高幅低频波动,在红粘土层表现为低幅高频变化;频率磁化率表现为小幅高频波动并逐渐增强的演化过程,频率磁化率变化在整个黄土-古土壤序列中波动不大,在红粘土层整体升高,揭示了在晚第三纪红粘土堆积期,黄土高原的气候状况相对温湿,同时存有明显地干湿变化;碳酸盐含量变化反映土壤淋溶作用的强度,从而一定程度上代表了土壤湿度的变化,剖面中 CaCO_3 含量随地层变化而发生明显的变化,在温暖期 CaCO_3 受到淋滤而向下移动;有机质与磁化率的变化有一定的关联,有机质变化规律与野外观察的成壤程度相一致,可以作为夏季风替代性指标。由于在S5层以下特别在红粘土层有机质含量变化不明显,几乎呈一条直线,而且随着深度增加和年代久远,有机质发生降解,且几乎没有生物作用,所以有机质含量变化很小。我们可以把红粘土中有机质含量看作环境背景值,从而把黄土-古土壤中的有机质作为一个氧化还原指数来指示风化成壤强度;在黄土-古土壤序列中,游离铁变化曲线表现为低频高幅波动,在红粘土层变化不明显,虽然游离铁最高值在S51层,但是游离铁在红粘土层平均含量显著高于黄土-古土壤序列,这主要可能在新近纪强降水条件下,更多的氧化铁在风化成壤过程中而被游离出

来,以赤铁矿形式存在,这与野外观察红粘土更强的成壤强度相一致。

黄土-古土壤序列的研究表明,黄色的黄土层和红棕色的土壤层记录了黄土高原干冷与温湿气候变化的历史,粉尘在沉降之后经历了不同程度的成土、成壤及固结压实作用,即粉尘经过次生碳酸盐化形成弱风化黄土,后经碳酸盐淋失和粘化作用初步发育为中等到显著风化黄土,再到碳酸盐大量淋失和粘化急剧发育所标志的古土壤的形成。纵观整个黄土高原风尘剖面,黄土-古土壤序列中古土壤成壤强度无一例外的大于黄土,红粘土成壤强度大于古土壤,然而红粘土的磁化率并不高于古土壤,如果仅仅将磁化率变化完全归结于成壤强度指标,必然会出现第四纪黄土-古土壤序列适用的磁化率在红粘土中变得不完全适用。虽然红粘土具有比古土壤更高的成壤强度,但由于其生物地球化学强度低于古土壤,因而其磁化率载体的含量低于古土壤,同时低含量的有机质未能对形成的磁性矿物起到很好的保存、保护作用,从而引起新生的强磁性矿物向反铁磁性的赤铁矿转化,造成红粘土磁化率大大低于古土壤,显然红粘土强烈的成壤程度主要是由化学风化所造成的,较低的磁化率源于较弱的生物地球化学作用。因而,黄土磁化率的古气候意义在红粘土中同样适用,但是不论是黄土-古土壤序列还是红粘土序列,其磁化率变化体现的是沉积成壤过程中夏季风控制下的生物地球化学强度变化,生物和生物地球化学过程是古气候与磁化率联系的纽带。

4.3 古气候重建的初步探讨

定量重建古气候的变化(主要预测过去降水量和年平均温度大小)是研究过去全球变化的主要目的,研究过去是预测未来的一把钥匙。一些学者已经利用磁化率(Florindo 1991; Maher et al, 1995; 吕厚远等, 1994; 郭正堂等, 1999)、植物硅酸体(Ding et al, 1999)、 ^{14}Be 浓度(Heller et al, 1993)和氧化铁含量(Porter et al, 1995; 孙继敏等, 1999)等对黄土高原夏季风定量化研究进行了有益的尝试。由于磁化率对于古气候响应应具有滞后作用;碳酸盐含量受淋溶和压实作用影响,而且随着深度升高碳酸盐含量逐步升高;游离铁

值波动很大,所以使用这些值模拟古气候变化误差会很大。上述研究可以看出,频率磁化率和有机质变化稳定,说明它们更为准确地反应古气候的变化,为此本文试图分析现在不同地区表土年降水量、年平均温度和频率磁化率和有机质值含量等之间的关系,通过1stopt程序自动拟和方程,并选择相关系数最大($R^2=0.92$)的多元线性回归的经验模型,建立数学模型如下所示。

$$MAP = 459.68 / [1.5 - (2 + 0.5404X_1 + 42X_2 + (56X_1)^{1/3}]$$

$$MAT = \{ 95 \pm [4X_1 + 9 (1 + 5.5E^2) + 86.45 (12X_2 + 5.2E^{1/2})^2]^{1/2} \} / (1 + 5.5E^2)$$

$$E = \text{Ln} [376.84 / (1 - (0.54 - 0.0094X_1 + 0.25X_2 -$$

$$0.076X_2)^{1/2})]$$

上式中MAP, MAT, X_1 和 X_2 分别代表平均降水量、平均温度、有机质值和频率磁化率值。

为了验证模型的准确性,分别计算了现代、全新世、末次冰期和末次间冰期的平均降水量和平均温度(表1),由表中可以看出,计算的结果与Porter等(1995)计算的结果具有很好的一致性,说明该模型在一定范围内具有很好的适用性,为此,我们对第四纪以来黄土高原夏季风古气候进行定量化研究进行了初步探索。

模拟的结果如图3所示,根据MAP和MAT值的变化,可以把2.6 Ma BP以来黄土高原夏季风气候变化粗略划分为3个大演化阶段:

表1 黄土高原不同时期年平均降水量与温度值的对比

Table 1 The average precipitation and temperature of different periods on the Loess Plateau

	现 代		全 新 世		末 次 冰 期		末 次 间 冰 期	
	降水量(mm)	温度(℃)	降水量(mm)	温度(℃)	降水量(mm)	温度(℃)	降水量(mm)	温度(℃)
Porter et al (1995)	560	8.1	560	9.7	480	9.1	600	11.3
模拟	588	9.2	570.4	10	489.5	11	593.8	14

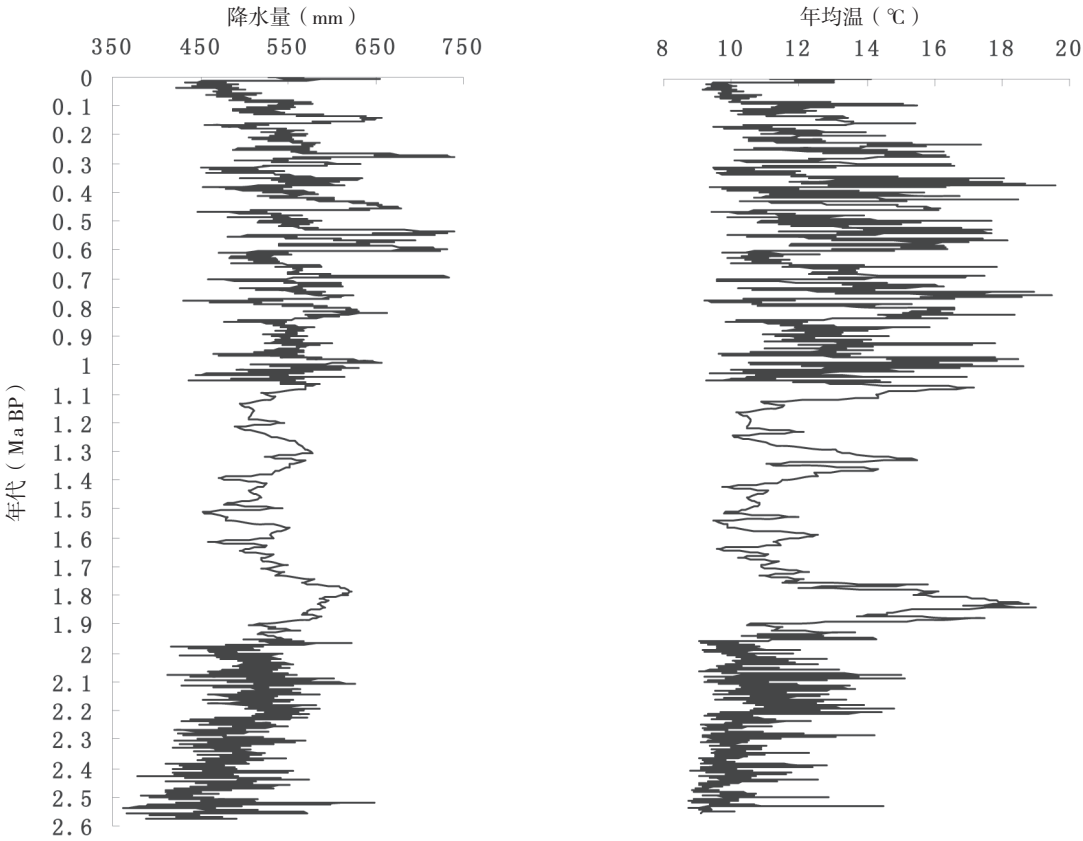


图3 降水量和温度随年代变化
Fig. 3 The variation of precipitation and temperature with timing

1) 0~1.1 Ma BP阶段

该阶段年降水量和温度变化幅度很大,但是与黄土-古土壤序列中磁化率等指标具有很好的呼应,降水量变化范围在423~740 mm之间,主要集中在500~600 mm之间,平均降水量为560 mm,其值略高于西峰现在降水量;年平均温度波动很大,最大值达到了19.5℃,平均温度为12.9℃,明显高于西峰现在的温度,这说明未来的气候向着越来越干冷的趋势演化。

2) 1.1~1.9 Ma BP阶段

该阶段气候变化很稳定,在图中一目了然。而且年降水量和温度具有很好的对应性。在此阶段可以分为1.1~1.4 Ma, 1.4~1.6 Ma和1.6~1.8 Ma三个周期。在第三个周期中年降水量和古温度达到了最大值,分别为623 mm和19℃,在第二个周期中,特别是年降水量变化很小,最小值只有455 mm。该时期古气候变化非常稳定,冰期和间冰期的优势期相互交替的变迁历史非常明显。

3) 1.9~2.6 Ma BP阶段

该时期古气候变化最不稳定。由图中可以看出,特别是年均温变化规律不明显,而且异常点很多,在排除测量误差影响外,年降水量和古温度可以分为两个亚时:第一个亚时为2.0~2.2 Ma BP,该时期年降水量和古温度整体升高,两者具有一定的对应关系。年降水量主要集中在500~600 mm之间,平均降水量为516 mm,年均温变化范围在9.05~15℃之间,平均温度为11.0℃。第二个亚时为2.2~2.6 Ma BP,该时期古气候处于恶劣环境中,年降水量和年均温明显偏低,年降水量比第一个亚时少,最低值只有361 mm,平均值为490 mm,年均温在8.7~14℃之间变化,平均温度(10.09℃)比第一亚时低,反映了在此阶段古气候变化除了受东亚冬、夏季风驱动外,还受冰量变化和青藏高原隆升等交互作用,所以导致该阶段古气候变化紊乱。

4 结论

1) 频率磁化率、有机质和游离氧化铁与磁化率变化曲线呈正相关,而碳酸盐与其呈反比,它们都能很好地作为第三纪以来的夏季风替代性指标。

2) 通过数学模型可以把整个第四纪划分为三个大的阶段:0~1.1, 1.1~1.9和1.9~2.6 Ma BP,自从0.1 Ma以来,年平均降水量和年平均温度显著地降低,这些表明气候向着越来越干冷的趋势演化。

References:

- An Zhisheng, Porter S C, Kukla G et al. 1990. Magnetic susceptibility evidence of monsoon variation on the Loess Plateau of central China during the last 130000 years [J]. *Chinese Science Bulletin*, 7: 529~532. (in Chinese)
- Anderson B S and Hallet B. 1996. Simulating magnetic susceptibility profiles in loess as an aid in quantifying rates of dust deposition and pedogenic development [J]. *Quaternary Research*, 45: 1~16.
- Beget JE, Stone D B and Hawkins D B. 1990. Paleoclimatic forcing of magnetic susceptibility variations in Alaskan loess during the late Quaternary [J]. *Geology*, 18: 40~43.
- Chen Jun, An Zhisheng, Wang Yongjin, et al. 1998. Distribution of Rb and Sr in the Luochuan loess-paleosol sequence of China during the last 800 ka [J]. *Science in China (Series D)*, 28(6): 498~504. (in Chinese)
- Chen Tianhu, Chen Jun, Ji Junfeng, et al. 2005. Nanometer-scale investigation on the loess of Luochuan: Nano-rod calcite [J]. *Geological Review*, 51(6): 713~718. (in Chinese with English abstract)
- Diao Guiyi and Wen Qizhong. 1995. Paleoclimate records of variety of carbonate and iron oxides in Weinan loess section [J]. *Eochimica*, 24: 75~82. (in Chinese with English abstract)
- Ding Z L, Xiong S F, Sun J M, et al. 1999. Pedostratigraphy and paleomagnetism of a ~7.0 Ma eolian loess-red clay sequence at Lingtai, Loess Plateau, north-central China and the implications for paleomonsoon evolution [J]. *Paleogeography, Paleoclimatology, Paleocology*, 52: 49~66.
- Guo Zhengtang, Peng Shuzhen, Hao Qinzhen, et al. 1999. Late Tertiary development of acidification in northwestern China: Link with the arctic ice-sheet formation and Tibetan uplifts [J]. *Quaternary Sciences*, 6: 556~567. (in Chinese with English abstract)
- Florindo F, Zhu R and Guo B. 1991. Low-field susceptibility and paleorainfall estimates: New data along a N-S transect of the Chinese Loess Plateau [J]. *Phys. Chem. Earth (A)*, 24: 817~821.
- Heller F, Shen C D, Beer J, et al. 1993. Quantitative estimates and palaeoclimatic implications of pedogenic ferromagnetic mineral formation in Chinese loess [J]. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 114: 385~390.
- Hunt C P, Singer M J, Kletetschka G, et al. 1995. Effect of citrate-bicarbonate-dithionite treatment on fine-grained magnetite and maghemite [J]. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 130: 87~94.
- Kukla G, Heller F, Liu X M, et al. 1986. Pleistocene climate in China dated by magnetic susceptibility [J]. *Geology*, 16: 191~219.
- Liu Lianwen, Chen Jun, Lu Huayu, et al. 1999. Grain size fractal dimension of loess paleosol and its significance [J]. *Geological Journal of China University*, 5(4): 412~41. (in Chinese with English abstract)
- Liu Xiuming, An Zhisheng, Qiang Xiaoke, et al. 2001. The preliminary studies on the magnetic characteristics in Gansu Tertiary red clay and significance of paleoclimate [J]. *Science in China (Series D)*,

- 31(3): 192–200.
- Liu X M, Rolph T, Bloemenda I J, et al. 1995. Quantitative estimates of palaeo-precipitation at Xifeng area in the Loess Plateau of China [J]. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, 11(3): 243–248.
- Liu Huayu, An Zhisheng, TimRolph, et al. 2001. Magnetic properties of the Tertiary red clay from Gansu Province, China and its paleoclimatic significance [J]. *Science in China (Series D)*, 44(7): 639–651.
- Lu Hanyu, An Zhisheng and Yang W F. 1996. Preliminary time scale for loess stratigraphy in Luochuan, central China [J]. *Geological Journal of China Universities*, 2(2): 230–236. (in Chinese with English abstract)
- Lv Houyuan, Han Jiamao, Wu Naiqin, et al. 1994. Magnetic susceptibility of Chinese modern surface soil and its paleoclimatic significance [J]. *Science in China (Series B)*, 24(12): 1290–1297. (in Chinese)
- Maher B A and Thompson R. 1995. Paleorainfall reconstruction from pedogenic magnetic susceptibility variations in the Chinese loess and paleosols [J]. *Quat. Res.*, 44: 383–391.
- Mehra O P and Jackson M L. 1960. Iron oxide removal from soils and clays by a dithionite-citrate system buffered with sodium bicarbonate [J]. *Clays & Clay Miner.*, 5: 317–327.
- Porter S C and An Z S. 1995. Correlation between climate event in the North Atlantic and China during the last glaciation [J]. *Nature*, 375: 305–308.
- Singer M J, Bowen L H, Verosub K L, et al. 1995. Mossbauer spectroscopic evidence for citrate-bicarbonate-dithionite extraction of maghemite from soils [J]. *Clays & Clay Miner.*, 43: 1–7.
- Porter S C. 2001. Chinese loess record of monsoon climate during last glacial-interglacial cycle., 54: 115–128.
- Sun W, Banerjee S K and Hunt C P. 1995. The role of maghemite in the enhancement of magnetic signal in the Chinese loess-paleosol sequence: an extensive rock magnetic study combined with citrate-bicarbonate-dithionite treatment [J]. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 133: 493–505.
- Sun D H, Liu T S, Chen M Y, et al. 1997. Magnetostratigraphy and palaeoclimate of red clay sequences from Chinese Loess Plateau [J]. *Science in China (Ser. D)*, 40(4): 337–343.
- Sun Jimin and Xu L L. 2007. Provenance change of the Chinese eolian deposits during the past 8 Ma and its link with upper crustal evolution [J]. *Quaternary Sciences*, 27(2): 187–192.
- Sun Jimin, Diao Guiyi, Wen Qizhong, et al. 1999. A preliminary study on quantitative estimate of Palaeoclimate by using geochemical transfer function in the Loess Plateau [J]. *Geochimica*, 28 (3): 265–272. (in Chinese with English abstract)
- Van Orschoot H M and Dekkers M J. 1999. Dissolution behaviour of fine-grained magnetite and maghemite in the citrate-bicarbonate-dithionite extraction method [J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 167: 283–295.
- Yang Shiling, Ding Feng and Ding Zhongli. 2006. Pleistocene chemical weathering history of Asian arid and semi-arid regions recorded in loess deposits of China and Tajikistan [J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 70(7): 1695–1709.

参考文献:

- 安芷生, Porter S, Kukla G, 等. 1990. 最近13万年来黄土高原季风变迁的磁化率证据[J]. *科学通报*, 7: 529–532.
- 陈骏, 安芷生, 王永进, 等. 1998. 最近800 ka 洛川黄土剖面中 Rb/Sr分布和古季风变迁[J]. *中国科学D辑: 地球科学*, 28(6): 498–504.
- 陈天虎, 陈骏, 季俊峰, 等. 2005. 洛川黄土纳米尺度观察: 纳米棒状方解石[J]. *地质论评*, 51(6): 713–718.
- 刁桂仪, 文启忠. 1995. 渭南碳酸盐和铁变化的古气候记录[J]. *地球化学*, 24: 75–82.
- 郭正堂, 彭淑贞, 郝青振, 等. 1999. 晚第三纪中国西北干旱化的发展及其与北极冰盖形成演化和青藏高原隆升的关系[J]. *第四纪研究*, 6: 556–567.
- 刘连文, 陈骏, 鹿化煜, 等. 1999. 陕西洛川黄土的粒度分维值及其意义[J]. *高校地质学报*, 5(4): 412–41.
- 鹿化煜, 安芷生. 1996. 洛川黄土序列时间标尺的初步建立[J]. *高校地质学报*, 2 (2): 230–236.
- 吕厚远, 韩家懋, 吴乃琴, 等. 1994. 中国现代土壤磁化率分析及其古气候意义[J]. *中国科学(B辑)*, 24 (12): 1290–1297.
- 孙继敏, 刁桂仪, 文启忠, 等. 1999. 用黄土地球化学参数进行古气候定量估算的初步尝试[J]. *地球化学*, 28 (3): 265–272.