

文章编号 1001-8166(2002)03-0320-06

# 中国黄土堆积的磁性记录与古降雨量重建

胡蒙育, B. Maher

(Centre for Environmental Magnetism and Palaeomagnetism, Department of Geography,  
Lancaster University, Lancaster LA1 4YB, UK)

**摘要** 概述了中国黄土和古土壤堆积的磁性特征,进而介绍成壤作用磁铁矿成因模式,讨论控制黄土—古土壤层矿物磁性特征的气候参量及其利用土壤成因磁化率重建古降雨量。

**关键词** 黄土;古土壤;磁性特征;土壤成因磁化率;古降雨量

中图分类号 P539 文献标识码 A

## 0 引言

中国黄土堆积的磁性记录和深海同位素记录之间存在的相关关系确凿表明黄土的矿物磁性特征反映了气候变化。然而,就黄土堆积提供的磁性信息而言,黄土堆积中任何外源补给变化,自生矿物生成以及堆积后的成壤作用都可能引起磁性特征的变化。因此研究黄土堆积磁性特征与气候变化关系需要确定气候变化诸因素中哪一参量控制哪一部分磁性记录变化,即需要研究磁性载体矿物,其来源及其与气候变化的因果关系。

黄土堆积的磁性特征与气候变化间的联系中,磁化率( $M_s$ )被作为气候变化的主要标志,而且对黄土样品及其磁性提取物的研究确认风化黄土和古土壤层所显示的磁化率增强主要是由磁铁矿( $Fe_3O_4$ )或磁赤铁矿( $\gamma-Fe_2O_3$ )造成。进一步的研究还证明土壤中铁还原细菌活动可能生成超细的( $<0.1\mu m$ )亚铁磁性物质,而这些亚铁磁性超细颗粒被认为是土壤磁化率增强的真正原因。目前磁化率( $M_s$ )作为气候变化标志的机制国内外一直存在争论,但总的认识较为一致,即气候变化导致了黄土层中某种过程就地发生,这种过程至少部分反映在矿物磁性特征的变化上。本文根据中国黄土—古土壤层的磁性特征,探讨成壤作用磁铁矿成因模式,进而讨论控制黄土—古土壤磁性特征的气候因素,以及根据

土壤成因磁化率重建古降雨量的应用。

## 1 中国黄土—古土壤层的磁性矿物组成及其来源

近年来对黄土和古土壤的磁性测试揭示了黄土和古土壤层磁性矿物类型、粒径及主导磁性矿物含量的变化。一般认为,黄土层经历了较弱的风化,磁化率值相对稳定,在较为干旱的高原西部一般小于  $30 \times 10^{-8} m^3/kg$ 。相比之下,古土壤层的磁化率明显增高,可高达  $120 \times 10^{-8} m^3/kg$ 。而且磁化率值从半干旱的西北部向较湿润的东南部增加。如沿临夏、洛川到宝鸡剖面,末次冰期黄土( $L_1$ )的磁化率依次为  $30 \times 10^{-8} m^3/kg$ 、 $60 \times 10^{-8} m^3/kg$  和  $160 \times 10^{-8} m^3/kg$ 。而末次间冰期和全新世古土壤( $S_0$ 和 $S_1$ )的磁化率值也向湿润的东南方向递增<sup>[1]</sup>。

这些磁化率变化,首先可解释为黄土堆积内磁性矿物含量的变化。例如,洛川黄土的平均磁化率为  $63 \times 10^{-8} m^3/kg$ ,土壤为  $145 \times 10^{-8} m^3/kg$ ,代表的磁铁矿平均含量相应为 0.1% 和 0.26%。其次是不同磁性矿物类型组分或粒径变化。黄土内磁性矿物组成以多畴磁铁矿和磁赤铁矿为主,而赤铁矿和顺磁性物质,如富铁粘土,对磁化强度所起的作用很小。黄土层的饱和剩磁强度( $SIRM$ )比磁化率增强多,因而产生高  $SIRM/M_s$  比值<sup>[2]</sup>,而且黄土的饱和磁

收稿日期:2001-05-08;修回日期:2001-09-10。

作者简介:胡蒙育(1956-),男,河北定州人,博士,主要从事古地磁与环境磁学研究。E-mail:m.hu@lancaster.ac.uk

化强度( $M_s$ )增强也比古土壤更为显著<sup>[3]</sup>。若用等温剩磁强度( $I_{RM}$ )及热磁实验确定黄土和土壤层的磁性矿物组分, $I_{RM}$ 测试表明黄土和土壤层中都存在亚铁磁性物质(如磁铁矿)和非理想反铁磁物质(如赤铁矿),但黄土层中赤铁矿成分( $>0.2T$ 场强的 $I_{RM}$ 值)一般仅占饱和剩磁的6%,在土壤中则更少,小于2.5%。可是考虑到赤铁矿的弱磁性,其在堆积物中的单位丰度一般比亚铁磁性矿物高出10倍以上<sup>[4]</sup>。热磁实验则表明黄土和土壤层的亚铁磁性矿物成分,即磁铁矿和磁赤铁矿,含量不同。磁赤铁矿加热到400左右将氧化为赤铁矿,因而在退热曲线上显示剩磁损失。洛川土壤样品的磁赤铁矿损失为40%,而取自临夏的样品损失70%。所以在干旱条件下的高原西部和弱风化的黄土内,磁赤铁矿化可能更完全<sup>[5,6]</sup>。另外,古土壤的磁滞回线比黄土的要狭细和陡立。沿临夏、洛川和宝鸡剖面,黄土的矫顽磁力值( $H_c$ )一般在9~11 mT,而土壤在7.7~8.5 mT之间。视磁化率( $\rho_D$ )和非磁滞剩磁强度( $A_{RM}$ )等磁性参数有效反映接近超顺磁性或单域磁畴边界的亚铁磁性矿物颗粒<sup>[7-9]</sup>。这些参数表明造成风化黄土和土壤层高磁化率值的主要原因是超细的( $<0.05\ \mu\text{m}$ )亚铁磁性矿物颗粒含量的增加<sup>[10-12]</sup>。弱风化的黄土层(即 $L_{11}$ 和 $L_{12}$ )具有较小的 $\rho_D$ 和 $A_{RM}$ 参数值,而古土壤层( $S_0$ 和 $S_1$ )具较大的 $\rho_D$ 和 $A_{RM}/SIRM$ 值,这表明古土壤中超细的( $<0.05\ \mu\text{m}$ )超顺磁性磁铁矿和磁赤铁矿以及单域亚铁磁性物质如单域磁铁矿和磁赤铁矿含量较高。

低温测量的磁化率和剩磁也提供了有关黄土堆积的磁性矿物类型和磁畴状态的信息。它们不但确认了古土壤中超细亚铁磁性矿物颗粒的存在,而且可辨别出黄土中亚铁磁性矿物成分的多域特征<sup>[6]</sup>。例如, $L_1$ 黄土在低温升温过程中,磁化率—温度曲线出现两个明显特征。第一,在120 K时(即Verwey临界点)磁化率出现显著变化,呈现典型的多域磁性特征。第二,磁化率随温度升高呈现少许下降,反映少量顺磁物质存在。而 $S_1$ 土壤样品的磁化率,从77 K升温后,一开始增长很快,然后增长变缓,呈现一种超顺磁性颗粒具有的特征。根据Hunt等<sup>[13]</sup>对洛川坡头 $S_1$ 古土壤样品的研究,利用低温剩磁数据可确定亚铁磁性矿物的超顺磁、单域和多域粒径。

根据这些磁性特征建立磁性特征与气候变化间的联系,关键是确定磁性矿物的成因,一般通过鉴别磁性矿物颗粒的形态和分析化学组成进行。因为黄土堆积中仅含痕量或少量铁氧化物,要直接观察黄

土和土壤的磁性矿物组分,首先需将磁性矿物颗粒从堆积物中经磁力分离提取出来。磁性矿物提取的效果可通过提取前后的磁性测试获得<sup>[14,15]</sup>。Maher<sup>[8]</sup>对中国黄土和古土壤的测试表明,提取出的磁性矿物代表40%~50%的磁化率( $\rho$ )载体,80%~85%的非磁滞剩磁( $A_{RM}$ )载体以及70%~80%的饱和剩磁( $SIRM$ )载体。对洛川黄土/古土壤( $L_1/S_1$ )样品磁性提取物进行X光衍射鉴定的结果显示磁铁矿、磁赤铁矿和赤铁矿为样品中的主要磁性矿物组分。对磁性提取物的扫描电镜和透射电镜分析表明亚铁磁性物质的粒径为双峰分布,即由大于1  $\mu\text{m}$ 的粗颗粒和0.001~0.4  $\mu\text{m}$ 的超细颗粒组成。粗颗粒为各种完整和破碎晶体的混合物,包括富钛和无钛颗粒,为高温、造岩作用成因。这些颗粒被解释为磁性信号的原生碎屑组分。而超细颗粒粒径为亚微米级,且完全由铁氧矿物组成。超细颗粒粒径变化大但或多或少具有几何形态,典型形态呈六方体和正方体。由于粒径太小,结果大量的超细颗粒在大颗粒周围形成簇状。这些超细亚铁磁性物质的粒径分布和形态被认为是亚铁离子氧化,自由沉淀、低温生成的磁铁矿特征, Maher等<sup>[16]</sup>将其视为土壤磁铁矿的来源。该反应过程中铁还原细菌在土壤潮湿缺氧的显微环境下的作用是亚铁离子最可能的来源,即铁还原细菌在代谢作用中通过氧化铁接收电子来造成有机物分解。由于铁还原细菌的作用,较小的和非完整晶氧化铁在反应中被溶解, $\text{Fe}^{2+}$ 释放进入土壤。氧化作用发生时,土壤内因存在混合的 $\text{Fe}^{2+}/\text{Fe}^{3+}$ 而诱发无机磁铁矿沉淀<sup>[17,12]</sup>。这种沉淀在近中性pH值条件下最容易发生。由于此环境下的化学沉淀极少受生物控制,生成的矿物粒径很不均一(0.001~0.1  $\mu\text{m}$ ),大小取决于氧化速度、pH值和铁离子浓度。Lovley等<sup>[18]</sup>曾证明单个铁还原细菌的作用可形成数百个磁性颗粒。铁还原细菌的作用与磁聚合细菌不同。磁聚合细菌在其体内形成生物磁铁矿颗粒,其大小和形状因受生物体限制,因而表现单域范围内局限的粒径分布(磁铁矿粒径约为0.03~0.05  $\mu\text{m}$ ),常常具有独特的晶形并且颗粒连接为链条状。这些单域颗粒的磁化率比铁还原细菌生成的超顺磁/单域混合物的磁化率小得多。从中国黄土和土壤样品中提取出的超细颗粒中,仅有很少一部分显示生物磁铁矿特征。Jia等<sup>[19]</sup>曾从段家坡的 $S_0$ 、 $S_1$ 古土壤及 $L_1$ 、 $L_2$ 黄土中分离出磁聚合细菌,但无论是在黄土或古土壤中,只发现极少量的数目,只是古土壤中的数目略高一些,与磁性矿物提

取的数据一致。

根据对中国黄土和土壤样品中提取出的超细亚铁磁性物质的形态和粒径分析,认为它们是在风化和土壤形成过程中在原地沉淀生成。特别在排泄好、经历过重复的潮湿( $\text{Fe}$ 还原)和干燥(部分氧化导致混合 $\text{Fe}^{2+}/\text{Fe}^{3+}$ 化合物沉淀生成磁铁矿)循环过程的土壤中,这种磁铁矿最容易形成。倘若土壤形成期较短(有机物积蓄分解, $\text{Fe}^{2+}$ 释放),铁氧化和还原之间的最终平衡(由动力平衡作用确定)决定土壤内成壤作用成因磁铁矿的含量。干旱气候条件显然有利于铁的氧化,因而富集更多铁的氧化物形态,如赤铁矿和褐铁矿等。相比之下,过渡潮湿或酸性土壤有利于铁氧化物的还原和溶解<sup>[20,8]</sup>。成壤作用磁铁矿成因模式可解释黄土和土壤层内磁性矿物含量和粒径变化。实验室人工烧结合成磁铁矿实验和现代土壤数据也支持这个模式。最重要的是该模式预示了在合适的土壤条件下(排泄好、适度隔离、存在风化铁来源),降雨和土壤磁性特征之间的直接相关关系。

## 2 控制黄土—古土壤磁性特征的气候因素

亚铁磁性物质的土壤作用成因假说可以通过探讨现代气候与中国的黄土高原及世界其他地区现代土壤的磁性特征间的相关关系进行验证。Maher等<sup>[21]</sup>测试了黄土高原上 8 个地点 37 个现代土壤样品的磁化率,结果表明潮湿温暖的东南部土壤 A、B 层磁化率增强,而取自干冷地区的土壤样品仅有少部分增强。如将土壤成因的磁化率( $s_{\text{ped}}$ ,即 $s_{\text{ped}} = s_{\text{B层}} - c_{\text{B层}}, s_{\text{B层}}、c_{\text{B层}}$ 分别为土壤 B、C 层的磁化率)与当今 30 年(1951—1980)的气候平均值(年、节降水和气温)进行比较,结果证明土壤成因磁化率对数与年降雨量( $P_A$ )之间存在最大相关关系( $r = +0.94$ )即:

$$P_A(\text{mm/a}) = 199 + 222 \lg(s_{\text{ped}}) 10^{-8} (\text{m}^3/\text{kg})$$

Han 等<sup>[22]</sup>曾测试中国不同地区 166 个表层土壤样品的磁化率值。其中黄土高原地区 63 个样品的结果确认了降雨量与磁化率间的正比关系。但因用土壤表层下 5~10 cm 的磁化率值计算,并非完全土壤成因的磁化率值,因而结果可能受到不同程度的扰动或沾污。Maher 等<sup>[23]</sup>将土壤成因磁化率—降雨关系用于北半球温带其他地区。尽管结果远非精确,但仍可证明磁化率在年降雨量 1 500 mm 左右升高到峰值,在高降雨量下(3 000 mm)下降。需要

注意的是取样地点会影响磁化率—降雨关系式,最佳取样地点应排除下列情况: 焚烧过的土壤(焚烧将增强土壤的磁化率); 排水不良的土壤(铁还原将抵消细粒亚铁磁性矿物形成); 酸性土壤(低 pH 值,若小于 6.5 将不利于磁铁矿沉淀并抑制细菌活动); 发生侵蚀的土壤(磁性富集的表层可能被侵蚀掉); 含强磁性矿物的土壤(如火山喷发碎屑或大气污染物质); 继承成土母质强磁性矿物的土壤(如基性火成岩); 经受缓慢风化的土壤或缺乏铁质的成土母质(如石英砂)。

土壤成因磁化率与年降雨量间的相关关系不大可能是一种巧合。如果将此关系与取自美国不同气候条件下土壤样品所示的年降雨量与 B 层土壤酸度间的高度相关比较<sup>[24]</sup>,就会发现即使考虑到更详细的土壤和气候参数(如年潜在蒸发蒸腾量、实际蒸发蒸腾量、淋溶和湿度指标),年降雨量参数与土壤 B 层 pH 值间存在最大相关系数( $R^2 = 0.77$ )。年降雨量这个特殊参量之所以占主导作用是因为其对湿度的总体控制,包括土壤湿度。以上讨论了现代降雨量对土壤成因磁化率的控制。如果从古磁化率推导古气候,则需要建立中国土壤磁性特征和土壤形成主要因素之间的联系。根据 Jenny<sup>[25]</sup>的经典研究,土壤形成包括 5 个主要因素,即气候(c)、植被(o)、地形(r)、母质(p)和时间(t)。Jenny 并据此建立了土壤系统的关系式:

$$S = f(c, o, r, p, t)$$

S 代表土壤或土壤特性。

为了分离出任何一个单独的因素,如气候,并确定其对土壤特性的影响,必须从关系式中消除所有其它剩余因素。从关系式中求解气候因素,中国黄土高原是最理想的地区。首先,黄土母质(p)极为一致,其次地形平坦,黄土层以近水平状成公里延伸。因而这两个因素可视为关系式中的常量;第三,植被可假设与气候变化一致。因此, S 将简化为气候与时间的函数。所以研究气候对土壤成因磁化率的影响,时间,即风化作用的长短,成为最重要的因素。

土壤学两种主要的时间效应是线性增长和趋于稳定状态。黄土高原地区,冰期黄土堆积最快,间冰期时黄土持续堆积。堆积速率空间分布不一样,西部地区堆积速率高。因此,重建古降雨量的关键是建立时间对黄土—古土壤磁性记录的影响。其中有两个因素必需考虑:土壤成因磁化率的发育速度以及风化期的长短。一方面黄土母质内发育的土壤可

以迅速成熟,而另一方面由于黄土的特性,细颗粒、富钙、未固结和渗透性,它极易遭受风化。例如 Hallberg 等<sup>[26]</sup>研究了美国中部经搬运再堆积的黄土物质,认为土壤形成发育仅用了 100 多年的时间。在这样短的时间内,31 cm 厚的土壤 A 层已经形成,有机碳含量达到 2.6%,而且粘土和粉砂的移位和聚集也已发生。在中国黄土高原地区,现代土壤经历了上述降雨效应,因而可提供土壤成因磁化率快速增强的证据。现代土壤磁化率值一般介于古土壤磁化率值范围之内,有些经历了较长的土壤形成期。如果时间因素比气候因素更重要的话,则很难设想中国土壤以及其它北半球土壤所存在的土壤成因磁化率与现代降雨量之间的关系。就风化期长短而言,处于风化带内的黄土和古土壤(即地表以下 1 m 以内)可能经历了大约相等的风化期(1 ka),相应受到冰期堆积速率和间冰期持续时间条件的控制。例如,假设冰期黄土堆积速率为 10 cm/ka,如高原中部地区,黄土驻留在风化带的时间将为 10 ka。再假设间冰期土壤发育时黄土堆积速率为 4 cm/ka,其在风化带驻留的时间将长得多,约 25 ka,可是大多数间冰期持续时间并未超过 10 ka。因此无论是黄土或古土壤,其经历的风化期长短可能会相似。Anderson 等<sup>[27]</sup>曾利用数字模型定量模拟了风积磁性矿物供给和土壤磁铁矿形成速率,其模型推导出的结果表明堆积速率和土壤发育强度在过去 140 万年来都存在剧烈变化。而 Singer 等<sup>[28]</sup>对加利福尼亚土壤的研究认为土壤磁化率数据代表了一种经历 100 多万年、缓慢的线性增强过程。在不适宜的母质中(如缺铁、耐风化),磁化率增强发生缓慢。可是,作为时间函数的土壤特征在长达 100 万年的土壤形成期内,必定受到气候变化的影响,只是无法确定土壤特征是受时间的影响还是受气候的影响。

### 3 古降雨量重建

根据磁性矿物的成壤作用来源模式, Maher 等<sup>[5]</sup>根据下式计算了黄土高原从西到东一些取样点土壤成因磁化率随时间的演变。

$$ped = -c$$

为取样层样品磁化率,而  $c$  为初始黄土堆积时的磁化率,并被赋予黄土层经受最低风化所具有的最小磁化率值( $L_0$ ,  $\sim 20 \times 10^{-8} \text{ m}^3/\text{kg}$ )。然后利用前述转换公式,即根据现代土壤—降雨关系由古土壤成因磁化率计算古降雨量。由于许多黄土剖面取样间距仅为 5~20 cm,磁化率测试数据非常丰富,因

而可利用磁化率重建整个黄土高原高精度的降雨量。根据转换关系重建的末次冰期—间冰期循环的降雨量表明早中全新世的平均降雨量比现今高<sup>[23]</sup>。在当今半干旱的西部地区,当时的降雨量比目前高 25%~80%,而在较湿润的东南部,当时的降雨量比目前高 5%~25%。值得注意的是,一些地点,如白草原,位于六盘山西侧雨影带,目前是半干旱区,过去却显示较高的降雨量。这表明当时以及末次间冰期时有相当显著的夏季潮湿季风向西北方向侵入。其他独立的证据,包括高湖面<sup>[29]</sup>、孢粉分析<sup>[30]</sup>、土壤粒径分析<sup>[31]</sup>、植物岩<sup>[32]</sup>和大气环流模型<sup>[33,34]</sup>也都指出早全新世降雨量和季风强度比现今高。大气环流模型还表明末次间冰期期间亚洲季风显著增强。Maher 等<sup>[5]</sup>的古降雨量数据认为末次间冰期期间黄土高原全区降雨量比目前增加了 23%~41%。相反,最后冰期期间,全区降雨量下降了近 50%。重建的古气候确认了目前湿润的东南部高原曾是最干燥的地区。这些数据从时空意义上都与 Hall 等的大气环流模型非常一致。

### 4 展望

根据环境标志重建古气候变化,关键是获得年龄数据和理解环境标志响应气候变化的机制。对中国的第四纪和上新世黄土和古土壤系列来说,引入测年技术,特别是发光测年,建立一个准确、详细的年代表,将是近期研究的方向。详细的年代控制将提供有关土壤发育速率,磁性增强和黄土堆积的关键资料,显然这是研究气候变化与磁性特征之间联系的基础。同时,对已获得数据的统计处理将会极大地丰富信息量。例如,利用已发表的发光测龄数据整理出的黄土堆积速率概率曲线表明,高堆积速率集中在 16 ka BP 左右,显示了黄土堆积的非连续、非均匀性,因而揭示了任何线性插值年代的不足。同样的办法还可改善利用黄土和古土壤磁性特征进行古气候重建的精度。

### 参考文献 (References):

- [1] Heller F, Liu T S. Magnetostratigraphical dating of loess deposits in China [J]. *Nature*, 1982, 300: 431-433.
- [2] Hus JJ, Han J. The contribution of loess magnetism in China to the retrieval of past global changes—some problems [J]. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 1992, 70: 154-168.
- [3] Forster T, Heller F. Magnetic enhancement paths in loess sediments from Tajikistan, China and Hungary [J]. *Geophysical Research Letters*, 1997, 24: 17-20.

- [4] Maher B A, Thompson R. Paleoclimatic significance of the mineral magnetic record of the Chinese loess and paleosols [J]. *Quaternary Research*, 1992, 37: 155-170.
- [5] Maher B A, Thompson R. Pedogenesis and paleoclimate: interpretation of the magnetic susceptibility record of Chinese loess-paleosol sequences: comment [J]. *Geology*, 1994, 22: 857-858.
- [6] Liu X M, Rolph T, Bloemendal J, et al. Remanence characteristics of different magnetic grain-size categories at Xifeng Central Chinese Loess Plateau [J]. *Quaternary Research*, 1994, 42: 162-165.
- [7] Ozdemir O, Banerjee S K. A preliminary magnetic study of soil samples from west-central Minnesota [J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 1982, 59: 393-403.
- [8] Maher B A. Magnetic properties of modern soils and loessic paleosols: implications for paleoclimate [J]. *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology*, 1998, 137: 25-54.
- [9] Dunlop D J, Argyle K S. Thermomagnetic anisotropy: remanence and susceptibility of submicron magnetites: nonlinear field dependence and variation with grain size [J]. *Journal of Geophysical Research*, 1997, 102(B9): 20199-20210.
- [10] Zhou L P, Oldfield F, Wintle A G, et al. Partly pedogenic origin of magnetic variations in Chinese loess [J]. *Nature*, 1990, 346: 737-739.
- [11] Heller F, Liu X, Wu T S, et al. Magnetic susceptibility of loess in China [J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 1991, 103: 301-310.
- [12] Maher B A, Thompson R. Mineral magnetic record of the Chinese loess and paleosols [J]. *Geology*, 1991, 19: 3-6.
- [13] Hunt C P, Banerjee SK, Han JM, et al. Rock magnetic proxies of climate change in the loess-paleosol sequences of the western Loess Plateau of China [J]. *Geophysical Journal International*, 1995, 123: 232-244.
- [14] Hounslow M W, Maher B A. Quantitative extraction and analysis of carriers of magnetization in sediments [J]. *Geophysical Journal International*, 1996, 124: 57-74.
- [15] Hounslow M W, Maher B A. Laboratory procedures for quantitative extraction and analysis of magnetic minerals from sediments [A]. In: Walden J, Oldfield F, Smith J P, eds. *Environmental Magnetism: A Practical Guide* [C]. Cambridge UK: Quaternary Research Association, 1999: 139-184.
- [16] Maher B A, Taylor R M. Formation of ultrafine-grained magnetite in soils [J]. *Nature*, 1988, 336: 368-370.
- [17] Taylor R M, Maher B A, Self P G. Magnetite in soils: The synthesis of single-domain and superparamagnetic magnetite [J]. *Clay Minerals*, 1987, 22: 411-422.
- [18] Lovley D R, Stolz J F, Nord G L, et al. Anaerobic production of magnetite by a dissimilatory iron-reducing microorganism [J]. *Nature*, 1987, 330: 252-254.
- [19] Jia R F, Yan B Z, Li R S, et al. Characteristics of magnetotactic bacteria in Duanjiapo loess section Shaanxi Province and their environmental significance [J]. *Science in China (D)*, 1996, 39: 478-485.
- [20] Maher B A. Characterization of soils by mineral magnetic measurements [J]. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 1986, 42: 76-92.
- [21] Maher B A. Magnetic properties of some synthetic sub-micron magnetites [J]. *Geophysical Journal*, 1988, 94: 83-96.
- [22] Han J, Lu H, Wu N, et al. Magnetic susceptibility of modern soils in China and climate conditions [J]. *Studia Geophysica et Geodetica*, 1996, 40: 262-275.
- [23] Maher B A, Thompson R. Paleorainfall reconstructions from pedogenic magnetic susceptibility variations in the Chinese loess and paleosols [J]. *Quaternary Research*, 1995, 44: 383-391.
- [24] Folkoff M E. Climatic control of soil acidity in the B horizon of United States soils [J]. *Physical Geography*, 1987, 8: 82-97.
- [25] Jenny H. *Factors of Soil Formation* [M]. New York: McGraw Hill, 1941.
- [26] Hallberg G R, Wollenhaupt N C, Miller G A. A century of soil development in spalders derived from loess in Iowa [J]. *Soil Science Society of America Journal*, 1978, 42: 339-343.
- [27] Anderson R S, Hallet B. Simulating magnetic susceptibility profiles in loess as an aid in quantifying rates of dust deposition and pedogenic development [J]. *Quaternary Research*, 1996, 45: 1-16.
- [28] Singer M J, Fine P, Verosub K L, et al. Time dependence of magnetic susceptibility of soil chronosequences on the Californian coast [J]. *Quaternary Research*, 1992, 37: 323-332.
- [29] Wang Q M. Extension and retraction of Beiyanglian Lake in the past 10000 years [J]. *Geography Research*, 1983, 2: 15-20.
- [30] Jarvis D I. Pollen evidence of changing Holocene monsoon climate in Sichuan Province, China [J]. *Quaternary Research*, 1993, 39: 325-337.
- [31] Banerjee S K, Hunt C P, Liu X M. Separation of local signals from the regional paleomonsoon record of the Chinese loess plateau: a rock magnetic approach [J]. *Geophysical Research Letters*, 1993, 20: 843-846.
- [32] Lu H Y, Wu N Q, Liu D S, et al. Seasonal climatic variation recorded by phylolith assemblages from the Baoji loess sequence in central China over the last 150 ka [J]. *Science in China (D)*, 1996, 39(6): 629-639.
- [33] de Noblet N, Braconnot P, Joussaume S, et al. Sensitivity of simulated Asian and African summer monsoon to orbitally-induced variations in insolation 126, 115 and 6 ka BP [J]. *Climatic Dynamics*, 1996, 12: 589-603.
- [34] Hall N M, Valdes P J, Dong B W. The maintenance of the last great ice sheets—a UGAMP GCM [J]. *Journal of Climate*, 1996, 9: 1004-1019.

## THE MAGNETIC RECORDS OF THE CHINESE LOESS-SOIL SEQUENCES AND PALAEO-RAINFALL RECONSTRUCTION

HU Meng-yu, Barbara A. Maher

(Centre for Environmental Magnetism and Palaeomagnetism, Department of Geography, Lancaster University, Lancaster LA1 4YB, UK)

Abstract: This paper outlines the magnetic properties of the Chinese loess-palaeosol sequences and introduces the model of pedogenic magnetite formation. It further discusses the correlation between rainfall and pedogenic susceptibility and the approaches to palaeoclimate reconstruction.

Key words: Loess; Palaeosol; Magnetic properties; Pedogenic susceptibility; Palaeorainfall.

## 標

重点基础研究发展规划项目前期研究专项暨 IGCP463 项目  
“上白垩统海相红层”研讨会在成都召开

国家科技部重点基础研究发展规划项目前期研究专项“特提斯晚白垩世海相红层与地球系统‘富氧事件’”首次工作讨论会于2002年2月21~23日在成都理工大学举行。成都理工大学校长王成善教授、中国地质大学(北京)地调院院长万晓樵教授、中国科学院广州地球化学研究所副所长彭平安研究员、中国地质科学院潘家华研究员、中国科学院南京地质与古生物研究所罗辉博士、成都理工大学油气藏国家重点实验室副主任黄思静教授等13人出席了会议。中国科学院院士刘宝镛教授、著名沉积地质学家曾允孚教授特邀与会。

会议期间,由王成善教授率先提出并联合意大利、美国 and 加拿大等20余个国家、50多位科学家共同申请的IGCP463项目——“上白垩统海相红层”已经被联合国教科文组织(UNESCO)和国际地科联(IUGS)领导的国际地质对比计划(IGCP)委员会正式批准。这是我国科学家在白垩纪研究中首次获得的国际项目领导权,同时也是对我国科学家在白垩纪和与之相关的古海洋学和古气候学研究中的认可。鉴于此,会议同时讨论了IGCP463项目相关的组织和执行问题。

刘宝镛和曾允孚充分肯定了项目潜在的重要科学意义,并认为本身就是对地球科学的原始创新。并指出:缺氧事件与海相红层组合之间的关系不仅仅出现在白垩纪,从现有资料来看,在寒武纪、泥盆纪以及二叠纪—三叠纪界线很可能也存在,这似乎是自然界的一个普遍规律。因此,要特别注重发挥我国古生界海相沉积独特条件,开展相应研究。

王成善首先做题为“特提斯海相红层研究:过去、现在和将来”的报告,论述了白垩纪海相红层研究的历史背景、上白垩统海相红层分布和海相红层研究的意义,并详细介绍了国家重点基础研究发展规划项目(973)前期研究专项以及IGCP463项目的主要研究内容以及项目工作计划。他指出,该项目的实施不仅可以彻底解决晚白垩世红层对比问题,还可以大大改善对晚白垩世古海洋、古气候、古地理、生物复苏机制和板块构造关系的认识,为主要气候和板块变化的海洋响应提供更精确的答案,对于了解地球变化及其他圈层对生物圈的影响和生烃环境的评价也具有十分重要的作用。由于此项研究属于由我国科学家率先提出的原创性成果,项目的实施将直接推动我国古海洋学、古气候学、古地理学等相关学科以及地球系统科学和全球变化的研究,同时也将大大增强我国在该领域的国际地位,占领该领域的制高点。

胡修棉博士做了题为《特提斯晚白垩纪海相红层研究》

报告,较为详细地介绍了现阶段晚白垩纪海相红层的研究初步成果。随后万晓樵就溶解氧与古生物、彭平安就生物地球化学、黄思静就锶同位素地层学、黄永健博士就元素地球化学、黄大志博士就氧通量数值模拟、罗辉就放射虫等方面与海相红层的成因研究做了相关专题报告同时对各专题进行了充分讨论,增强了各学科之间的相互交流。

之后,与会人就前期研究专项和IGCP463项目的研究思路、工作模型、基本事实、研究内容、存在的矛盾问题、技术路线、研究方法以及其它遗留问题等方面进行了广泛的探讨,确定了研究工作的重点和难点,并初步进行了课题分解。会议一致认为,项目研究思路为:以晚白垩世海相红层为研究对象,全球对比为研究基础,地球系统科学为指导,白垩纪海相红层事件(CORE)为目标,确立深水红层的时空分布,探索大气圈—水圈—沉积圈相互耦合作用对其控制和影响,揭示晚白垩世古海洋、古气候、古构造、古地理等变化对上白垩统海相红层的控制。会议明确了IGCP463项目和“973”前期研究专项之间的关系,即以前者服务于后者的指导方针,在国际合作方式上采用“以我为主、分工负责、网络结合”的原则,具体表述为学术思想、学术组织和学术地位上以我方为主,采用欧盟“C/T—NET”项目的运作方式。会议一致认为,古海洋溶解氧含量的重建是本项目研究的关键部分,如何建立溶解氧的替代性指标是当前研究所面临的紧迫任务。

最后,王成善做了总结发言,认为此次会议研讨方式非常好,是一种主动、开放的学术交流,各学科研究人员准备充分、相互学习、相互交流,讨论内容具有很高的深度,达到了预期目标,为研究工作的顺利进行打下了一个良好的开端。在项目战略方针上,利用IGCP463项目,更好地为项目服务,同时也是为了中国科学家更好的走向世界。他在回顾项目所面临的机遇时特别强调,这一机遇得益于我国改革开放后经济实力的不断增强,得益于我国政府对科技战略的调整,充分重视并支持“原始创新”的这—大的科技大环境。如果说IGCP463项目的批准意味着从思路上获得国际地学界的认可的话,以后几年研究则对我们所有研究人员提出强烈的挑战,即在研究上如何保持领先的优优势,并化地位优优势为成果优优势。因此,我们要有强烈的紧迫感和使命感,中国科学家要强化合作意识,现在科学发展证明,只有合作,才能发展,才能成功,同时也要有竞争意识,一方面是国际、国内科学家之间的竞争意识,同时在项目内部也要有竞争意识,这种竞争是“共享、合作”基础上的竞争,其目的在于更快、更多地出高水平研究成果。(项目秘书处 供稿)