

文章编号:2095-6134(2019)04-0498-12

# 中国东部表土磁化率与现代气候因子的关系 及其环境意义<sup>\*</sup>

谷永建<sup>1,2,3</sup>, 李玉梅<sup>1,2,3†</sup>, 韩 龙<sup>2</sup>, 苏 鑫<sup>1,2,3</sup>

(1 中国科学院大学地球与行星科学学院, 北京 100049; 2 中国科学院地质与地球物理研究所, 北京 100029; 3 中国科学院大学测试中心分子化石实验室, 北京 100049)  
(2018 年 3 月 26 日收稿; 2018 年 4 月 27 日收修改稿)

Gu Y J, Li Y M, Han L, et al. Relationships between surface soil magnetic susceptibility and modern climatic factors in eastern China and their environmental significance[J]. Journal of University of Chinese Academy of Sciences, 2019, 36 (4): 498-509.

**摘 要** 选取中国东部 E-W 和 N-S 两条环境断面的表土, 对其进行磁化率测定并分析土壤磁化率的空间变化特征及其与年均温、年均相对湿度和年均降水量(MAT、MARH 和 MAP)等现代气候因子的关系。结果表明, E-W 断面上土壤 $\chi_{lr}$ (低频磁化率)和 $\chi_{fd}$ (频率磁化率)空间分布具有东高西低的特征; N-S 断面上 $\chi_{lr}$ 随纬度变化复杂,  $\chi_{fd}$ 有向北逐渐降低的趋势。在  $0\text{ }^{\circ}\text{C} \leq \text{MAT} \leq 12\text{ }^{\circ}\text{C}$  或  $\text{MAP} \leq 1\text{ }000\text{ mm}$  时,  $\chi_{lr}$ 随 MAT 和 MAP 的增加而上升; 当  $\text{MAT} > 12\text{ }^{\circ}\text{C}$  或  $\text{MAP} > 1\text{ }000\text{ mm}$  时,  $\chi_{lr}$ 表现出相反的变化。 $\chi_{lr}$ 与 MAP 的回归方程表明磁化率可以作为古降水的定量重建指标。研究结果显示磁化率在用于古环境重建时具有一定的适用范围, 在  $200 \leq \text{MAP} \leq 1\text{ }000\text{ mm}$  的地区较好反映古降水的变化。

**关键词** 磁化率; 表土; 气候; 古环境重建; 中国东部

**中图分类号:** X141; P318.4+1 **文献标志码:** A **doi:** 10.7523/j.issn.2095-6134.2019.04.009

## Relationships between surface soil magnetic susceptibility and modern climatic factors in eastern China and their environmental significance

GU Yongjian<sup>1,2,3</sup>, LI Yumei<sup>1,2,3</sup>, HAN Long<sup>2</sup>, SU Xin<sup>1,2,3</sup>

(1 College of Earth and Planetary Science, University of Chinese Academy of Sciences, Beijing 100049, China;  
2 Institute of Geology and Geophysics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029, China;  
3 Laboratory of Molecular Fossils of Testing Centre, University of Chinese Academy of Sciences, Beijing 100049, China)

**Abstract** For proper understanding of the relationships between magnetic susceptibility and environmental factors and the influence of climate, especially the temperature and precipitation, on magnetic susceptibility, surface soil samples were collected from two environmental transections, E-W and N-S, in eastern China, and the magnetic susceptibility of soil samples was measured. Spatial distribution characteristics of soil magnetic susceptibility and its relationships with modern climate parameters such as MAT, MARH, and MAP were analyzed. Results indicate that the  $\chi_{lr}$  and

<sup>\*</sup> 国家自然科学基金(41272207, 41430531)、中国科学院战略性先导科技专项(XDA20040102, XDA05130402)资助

<sup>†</sup> 通信作者, E-mail: liym@ucas.ac.cn

$\chi_{fd}$  values are high in the east and low in the west in E-W transection and that  $\chi_{lf}$  varies complicatedly with latitude and  $\chi_{fd}$  declines toward the north in N-S transection. At  $0\text{ }^{\circ}\text{C} \leq \text{MAT} \leq 12\text{ }^{\circ}\text{C}$  or  $\text{MAP} \leq 1\text{ }000\text{ mm}$ ,  $\chi_{lf}$  rises with the increases of MAT and MAP. At  $\text{MAT} > 12\text{ }^{\circ}\text{C}$  or  $\text{MAP} > 1\text{ }000\text{ mm}$ ,  $\chi_{lf}$  shows the opposite change. Precipitation plays a primary role in the process of weathering and pedogenesis, and the influence of temperature is secondary. The regression equations between  $\chi_{lf}$  and MAP indicate that magnetic susceptibility can be used as a quantitative reconstruction proxy of paleoprecipitation. The research results show that the reconstruction of the paleoenvironment using magnetic susceptibility has certain limitation, and magnetic susceptibility reflects the change in paleoprecipitation well in the area with  $200 \leq \text{MAP} \leq 1\text{ }000\text{ mm}$ .

**Keywords** magnetic susceptibility; surface soil; climate; paleoenvironment reconstruction; eastern China

沉积物记录过去历史时期环境变化的信息<sup>[1-3]</sup>,如何提取蕴藏在沉积物中的环境信息是古环境领域中的重要研究方向<sup>[4-5]</sup>。在沉积物中,一些磁性矿物的形成和转化与环境密切相关<sup>[4]</sup>。基于磁性物质与环境 and 气候关系的环境磁学的发展,使得利用磁学指标或磁性参数重建环境演化过程和气候变化历史成为可能<sup>[6]</sup>。磁学参数用于恢复过去时期环境和气候变化的工作已经在陆相沉积和海相沉积古环境研究中得到广泛开展,尤其是在黄土—古土壤序列中<sup>[7-9]</sup>。在众多的环境磁学参数中,磁化率在古环境和古气候研究中应用较多且效果明显,以黄土—古土壤为主的陆相沉积物研究很好地指示了磁化率与环境 and 气候的关系<sup>[8]</sup>。多数研究认为成土作用是造成黄土—古土壤序列磁化率值变化的主要原因,磁化率能够反映风化成土作用的强弱<sup>[4,8]</sup>。研究表明,东亚季风是控制东亚地区气候变化的主要因素,土壤磁化率能够指示季风强度和演化历史,可以作为东亚夏季风变迁的指标<sup>[10-11]</sup>。对印度地区的沉积物研究也发现磁化率可以指示印度季风的长期变化<sup>[7]</sup>。目前,磁化率研究主要应用在第四纪以来的沉积物中,但一些研究则将时间尺度延伸到 7 Ma,甚至 22 Ma<sup>[12-13]</sup>。这些研究的开展使得在更长时间尺度上利用磁化率恢复古环境成为可能。

在风化成土的多种环境因子中,气候扮演了重要角色,尤其是降水的作用<sup>[14]</sup>,根据沉积剖面中磁化率值可判断古降水相对强度和不同时期的变化<sup>[7,11]</sup>。但随着对黄土高原地区黄土—古土壤磁学性质更为深入的研究以及其他地区大量的相关研究,磁化率与降水等气候和环境因子的关系并不总是一致的<sup>[15-16]</sup>。在一些黄土剖面中,古土

壤的磁化率值反而比相邻的黄土层低,磁化率并不总是第四纪古气候的合适替代指标<sup>[17]</sup>。红黏土中也出现了降水量大而磁化率降低的情况,在红黏土中磁化率的适用性同样存有问题<sup>[18-19]</sup>。因此,作为恢复古环境变化的重要方法和手段的磁化率的研究虽然已经较为深入,但磁化率的古气候意义仍然需要进一步明确。

古环境信息的定量重建基于对现代载体与环境因子关系的研究,对表土与现代气候的关系研究有助于理解磁化率产生差异的原因。同时,利用区域内表土磁化率与现代气候因子建立转换函数可作为定量或半定量重建过去时期环境变化和气候演化的有效手段<sup>[7,20-23]</sup>。可见,了解现代气候对土壤磁化率的影响能够为古气候重建提供依据,对古环境恢复具有重要意义,同时也能够为其他参数提供对比参考。然而对不同地区表土中磁化率的分析显示磁化率分布的区域复杂性<sup>[24]</sup>,土壤磁化率与气候因子的关系差异较大,一些土壤磁化率与气候因子并没有相关性或者关系复杂<sup>[21-23,25-26]</sup>。厘清不同气候条件下磁化率变化的差异,能够更好地理解磁化率作为气候代用指标的可靠性和适用性,从而更准确地进行古环境和古气候重建,恢复更长时间尺度上的古降水量。

中国东部地区跨越多个气候带,干湿变化明显,环境类型多样,南北年均温差可达 30  $^{\circ}\text{C}$ ,年均降水量差在 2 000 mm 以上,是分析大范围内现代气候对表土影响的极佳区域。以中国东部表土为研究对象,选取东西和南北两条环境断面,试通过分析土壤磁化率的空间分布特征及其与年均温、年均降水量等气候因子的关系,探讨气候因子对中国东部表土磁化率的影响和磁化率对气候变化的响应机制。尝试通过建立磁化率与气候因子回

归方程,为研究古环境信息提供量化依据,确定磁化率作为气候替代指标在不同气候背景下的适用性和可靠性。同时,中国东部南北跨度大,但几乎全部处于季风系统的控制下,对于了解季风区气候对土壤磁化率的影响和季风变化具有重要意义。

1 材料与方法

1.1 研究区概况及样品

研究区位于中国东部,分为东西(E-W)和南北(N-S)两条环境断面:

1) E-W 断面

采样点主要位于吉林、辽宁省和内蒙古东部地区(40°10'5"~44°56'4"N, 112°3'~126°23'42"E),东西跨越 14 个经度。该区气候带上属温带大陆性气候和温带季风气候区。典型土壤主要为

棕壤、褐土、黑钙土和灰钙土,成土母质为非钙质坡积物及土状堆积物、黄土及黄土状物质<sup>[27-28]</sup>。断面西端位于浑善达克和科尔沁沙地,土壤样品中含有一定的沙。在 52 个采样点分别选取 2~4 个不同位置采样,去除表面杂物,采样深度 0~5 cm,共获得土壤样品 157 个。

2) N-S 断面

采样点跨越中国东部(18°44'24"~53°19'12"N, 110°25'12"~124°57'59"E),南北跨越 35 个纬度。区内以季风气候为主,断面包括东部湿润、半湿润区几乎全部土壤类型,从北到南主要为漂灰土、暗棕壤、棕壤、黄棕壤、黄壤、赤红壤、砖红壤等<sup>[27-28]</sup>。36 个采样点分别选择 2~4 个不同位置采样,采样深度 0~20 cm,以 5 cm 间隔由下至上取样,共获得土壤样品 373 个。0~5 cm 土壤样品共 105 个用于与现代气候因子的关系研究(图 1)。

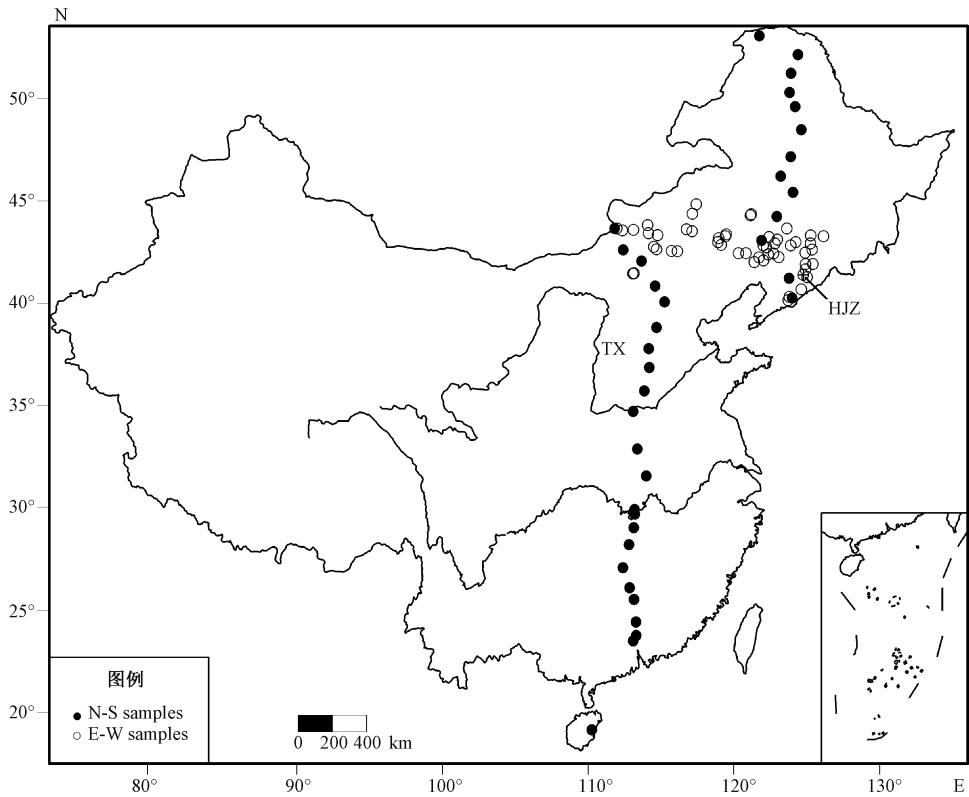


图 1 表土样品采样点分布  
Fig.1 Sites of surface soil samples in eastern China

所有土壤样品均采集于受人类活动干扰较小的区域,避免人类来源磁性物质造成的污染。样品用铝箔包裹后装入样品袋带回实验室自然风干冷冻待用。

1.2 实验方法

土壤磁化率测试使用 Bartington MS2 型双频

磁化率仪完成。样品在进行实验前去除植物根等杂质,用玛瑙研钵研磨后测定低频磁化率( $\chi_{lf}$ , 0.47 kHz)和高频磁化率( $\chi_{hf}$ , 4.7 kHz)。为更好地显示每一采样点不同位置的土壤磁化率值的差异,未对同一采样点土壤磁化率值进行平均。

频率磁化率( $\chi_{fd}$ )根据公式  $\chi_{fd}(\%) = [(\chi_{hf} -$

$\chi_{\text{hf}})/\chi_{\text{lf}}]\times 100$  获得<sup>[29]</sup>。

1.3 气象数据的获取

88 个采样点的年均温 (MAT/℃)、年均相对湿度 (MARH) 和年均降水量 (MAP/mm) 数据由研究区及周围省市共 933 个地面气象台站 1981—2010 年资料根据回归分析和反距离权重空间插值法获得<sup>[30]</sup>,并随机选取另外 100 个气象站数据进行验证。气象数据来源于“中国气象科学数据共享服务网”(http://data.cma.cn)。

根据插值结果,得到 E-W 和 N-S 断面的 MAT、MARH 和 MAP 变化范围分别为 0.9 ~ 8.0℃、49.4% ~ 71.6%、89 ~ 984 mm 和 -3.8 ~ 24.2℃、49% ~ 84.8%、93 ~ 2 055 mm。

2 结果

2.1 土壤磁化率和频率磁化率

E-W 断面土壤  $\chi_{\text{lf}}$  变化范围为 (4.90 ~

$1\,399.00)\times 10^{-8}\text{ m}^3\cdot\text{kg}^{-1}$  (平均  $67.29\times 10^{-8}\text{ m}^3\cdot\text{kg}^{-1}$ ), $\chi_{\text{fd}}$  变化范围为 0.06% ~ 17.37% (平均 4.70%)。土壤  $\chi_{\text{lf}}$  大部分低于  $200\times 10^{-8}\text{ m}^3\cdot\text{kg}^{-1}$ ,占样品数的 94%。N-S 断面土壤  $\chi_{\text{lf}}$  变化范围为  $(2.55\sim 1\,748.11)\times 10^{-8}\text{ m}^3\cdot\text{kg}^{-1}$  (平均  $155.37\times 10^{-8}\text{ m}^3\cdot\text{kg}^{-1}$ ), $\chi_{\text{fd}}$  变化范围 0 ~ 16.62% (平均 5.73%)。

土壤  $\chi_{\text{lf}}$  和  $\chi_{\text{fd}}$  空间分布差异明显 (图 2)。 $\chi_{\text{lf}}$  在 E-W 断面上表现为东高西低,在 120°E 以西一直处于低值,之后逐渐上升;在 N-S 断面上变化较为复杂,由南向北表现为先增后减,在 40°N 和 50°N 附近出现峰值。 $\chi_{\text{lf}}$  和  $\chi_{\text{fd}}$  的关系也表现不同,E-W 断面上  $\chi_{\text{lf}}$  和  $\chi_{\text{fd}}$  的分布相似,显著正相关;N-S 断面上  $\chi_{\text{lf}}$  和  $\chi_{\text{fd}}$  的变化没有相关性 (表 1,表 2)。E-W 断面土壤  $\chi_{\text{lf}}$  具有东高西低、N-S 断面土壤  $\chi_{\text{lf}}$  具有南北两端低中间高的空间分布特征, $\chi_{\text{fd}}$  具有东高西低、南高北低的特点。

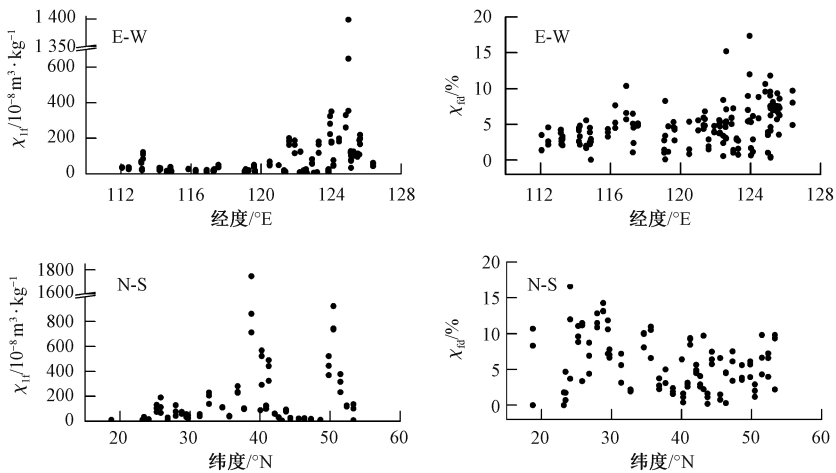


图 2 表土磁化率的空间变化

Fig.2 Spatial variation in surface soil magnetic susceptibility

表 1 E-W 断面磁化率与气候因子相关分析 (n=152)

Table 1 Correlation analysis between magnetic susceptibility and climatic factors for E-W transection (n=152)

	MAT	MARH	MAP	$\chi_{\text{lf}}$	$\chi_{\text{fd}}$
MAT	1				
MARH	0.087	1			
MAP	0.400 **	0.854 **	1		
$\chi_{\text{lf}}$	0.343 **	0.619 **	0.699 **	1	
$\chi_{\text{fd}}$	-0.025	0.419 **	0.416 **	0.263 **	1

注:n 表示样品量,\*\* 在 0.01 水平 (双侧) 上显著相关。

HJ2 采样点土壤  $\chi_{\text{lf}}$  最高达到  $1\,399.00\times 10^{-8}\text{ m}^3\cdot\text{kg}^{-1}$ ,其他两个位置分别达到  $646.25\times 10^{-8}$

表 2 N-S 断面磁化率与气候因子相关分析 (n=88)

Table 2 Correlation analysis between magnetic susceptibility and climatic factors for N-S transection (n=88)

	MAT	MARH	MAP	$\chi_{\text{lf}}$	$\chi_{\text{fd}}$
MAT	1				
MARH	0.753 **	1			
MAP	0.888 **	0.907 **	1		
$\chi_{\text{lf}}$	-0.226 *	-0.047	-0.202 *	1	
$\chi_{\text{fd}}$	0.165	0.377 **	0.265 *	0.048	1

注:n 表示样品量,\*\* 在 0.01 水平 (双侧) 上显著相关,\* 在 0.05 水平 (双侧) 上显著相关。

和  $354.92\times 10^{-8}\text{ m}^3\cdot\text{kg}^{-1}$ ,其  $\chi_{\text{fd}}$  仅为 3.51%、1.04% 和 3.90%。TX3 个样品的  $\chi_{\text{lf}}$  为  $1\,748.11\times$

$10^{-8}$ 、 $861.31\times10^{-8}$ 、 $711.34\times10^{-8}\text{ m}^3\cdot\text{kg}^{-1}$ ,  $\chi_{\text{fd}}$  均低于 3%。污染土壤的磁化率通常表现出高质量磁化率、低频率磁化率的特征,频率磁化率大多小于 3%<sup>[31]</sup>。HJZ 和 TX 采样点表土样品可能受到不同程度的污染,将其剔除。当  $\chi_{\text{fd}}$  大于 14% 时,土壤也可能受到污染<sup>[32]</sup>,将  $\chi_{\text{fd}}$  大于 14% 的 4 个样品剔除。

由于成土母质对磁化率的影响较大,因此在分析土壤磁化率与气候的关系时,尽量选择母质来源相同或相近的土壤样品<sup>[33-34]</sup>。大部分玄武岩等强磁性母质形成的土壤磁化率值大于

$400\times10^{-8}\text{ m}^3\cdot\text{kg}^{-1}$ <sup>[33]</sup>,而样品磁化率值以小于  $400\times10^{-8}\text{ m}^3\cdot\text{kg}^{-1}$  为主,可认为样品主要发育于弱磁性母质。在进一步分析中,剔除磁化率值大于  $400\times10^{-8}\text{ m}^3\cdot\text{kg}^{-1}$  的 12 个样品。

### 2.2 磁化率随气候因子的变化

E-W 断面上,  $\chi_{\text{lr}}$  与 MAT、MARH 和 MAP 均显著正相关,与 MAP 的相关性最高;  $\chi_{\text{fd}}$  与 MARH 和 MAP 显著正相关(表 1)。MAP 与  $\chi_{\text{lr}}$  的相关性大于 MAT 可能指示降水对磁化率的影响大于温度对磁化率的影响。  $\chi_{\text{lr}}$  与气候因子的相关性均高于  $\chi_{\text{fd}}$ ,表明  $\chi_{\text{lr}}$  作为该区温度、湿度和降水的指标好于  $\chi_{\text{fd}}$ 。

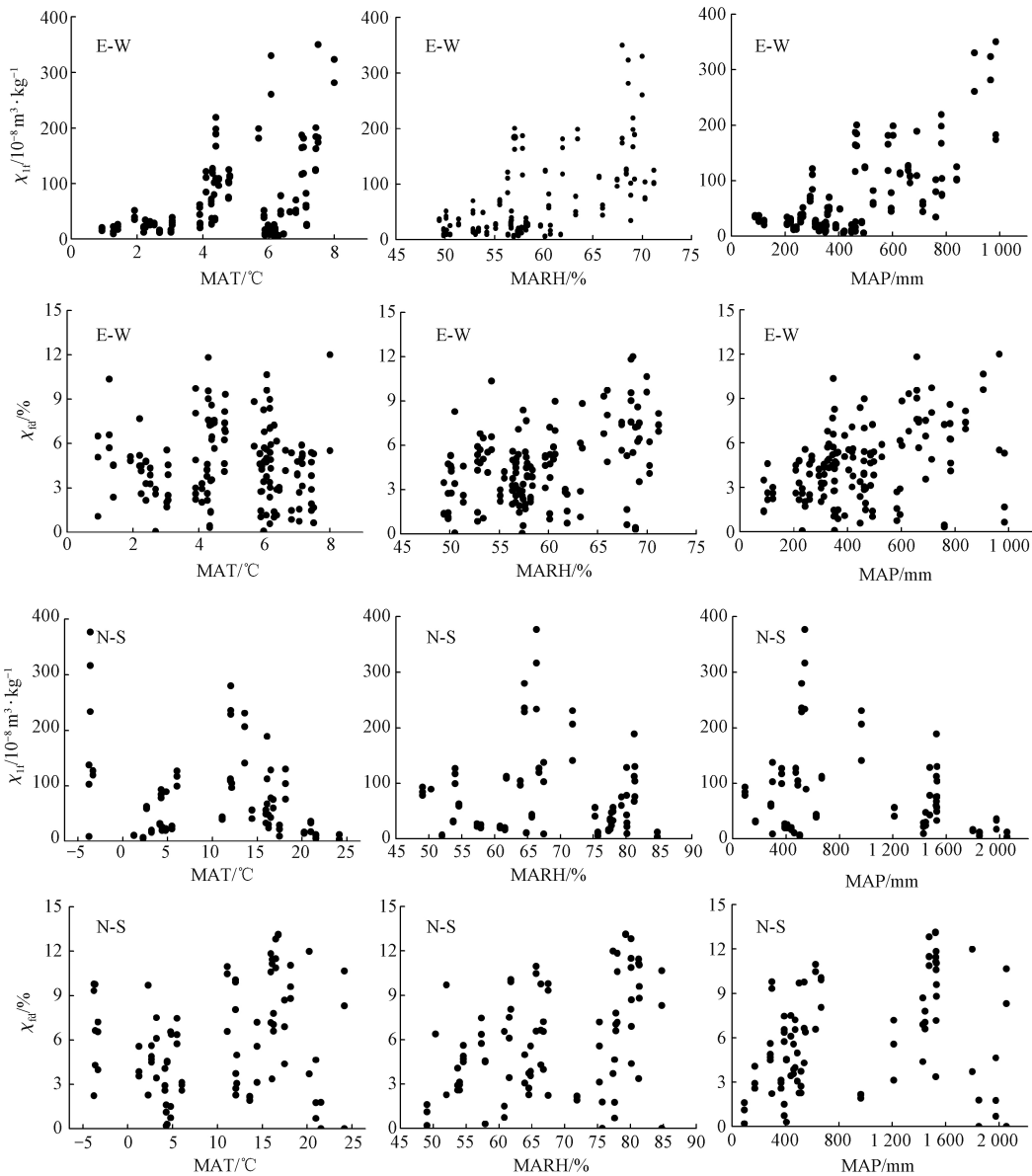


图 3 表土磁化率随气候因子的变化

Fig.3 Variation in surface soil susceptibility with climatic factors

N-S 断面上, $\chi_{lf}$ 与 MAT 和 MAP 显著负相关; $\chi_{fd}$ 与 MARH 和 MAP 显著正相关。与 E-W 断面相比, $\chi_{lf}$ 与气候因子的关系并不一致,并且其相关系数均较低。

E-W 断面表土 $\chi_{lf}$ 随 MAT 的增加而上升, $\chi_{lf}$ 和 $\chi_{fd}$ 均随着 MARH 和 MAP 的增加而上升(图 3)。N-S 断面, $\chi_{lf}$ 随着 MAT、MARH 和 MAP 增加逐渐上升,当达到某一点后开始下降。其中,温度的转折点在 10~12℃左右,MARH 的转折点在 68%~70%,降水的转折点在 1 000~1 200 mm。磁化率随气候因子的这种变化是造成其线性相关性较差的主要原因。 $\chi_{fd}$ 随 MAT、MARH 和 MAP 的增加逐渐上升。

3 讨论

3.1 气候对土壤磁化率的影响

成土作用对土壤中磁性矿物的迁移和转化是造成磁化率变化的重要原因<sup>[35-37]</sup>,尤其与土壤形成时的环境紧密相关<sup>[38]</sup>。气候是成土过程中最

为活跃的非生物因素<sup>[39]</sup>,一般认为气候是土壤磁化率变化的主要成土控制因素,而温度和降水在成土过程中对磁性矿物的影响最为直接<sup>[21, 36]</sup>。

图 3 表明两条断面土壤磁化率随气候因子的不同变化趋势。为更好地显示磁化率与气候的关系,将两条断面所有土壤样品的 $\chi_{lf}$ 与 MAT、MARH 和 MAP 进行分析。所有样品 $\chi_{lf}$ 与 MAT、MARH 和 MAP 的变化与 N-S 断面的变化相似, $\chi_{lf}$ 与 MAT、MARH 和 MAP 的关系偏向于二次多项式(图 4)。MAT 在小于 0℃时, $\chi_{lf}$ 变化幅度较大,分布明显离散,偏离整体变化趋势;0~12℃,随 MAT 增加 $\chi_{lf}$ 上升,当 MAT 大于 12℃时, $\chi_{lf}$ 随 MAT 增加而降低,在 MAT 达到 25℃后, $\chi_{lf}$ 已经很小;MARH 小于 68% $\chi_{lf}$ 随 MARH 增加有上升趋势,之后随 MARH 的增加而降低;MAP 在小于 200 mm 时, $\chi_{lf}$ 偏离整体,MAP 在 200~1 000 mm 时,与 $\chi_{lf}$ 正相关,当 MAP 大于 1 000 mm 时,与 $\chi_{lf}$ 负相关。相关分析得知,MARH 受 MAP 影响较大(表 1,表 2),因此在后续讨论中以 MAT 和 MAP 为主。

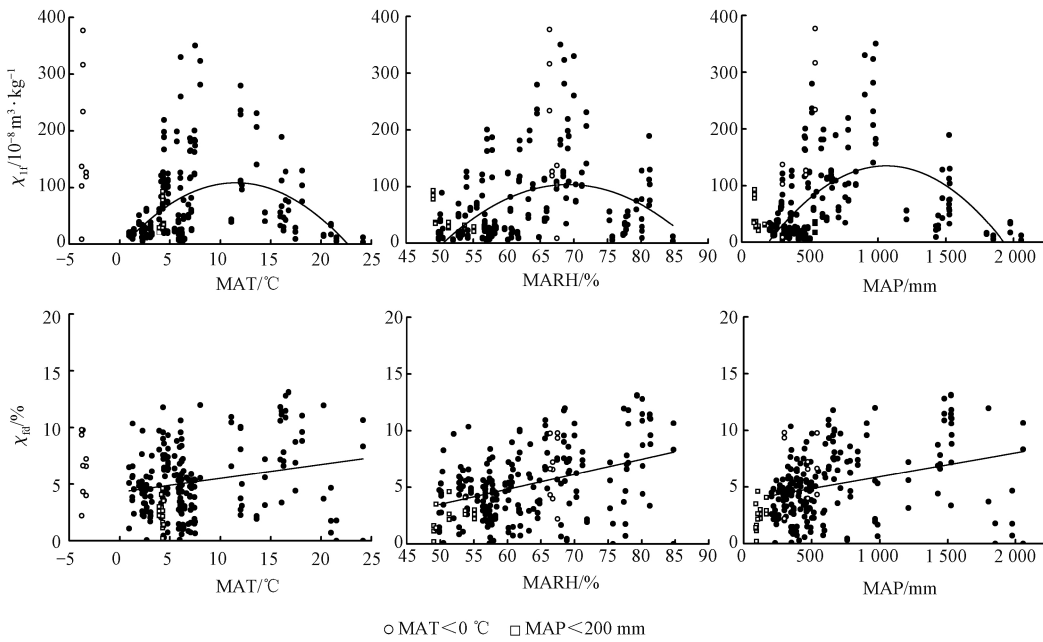


图 4 中国东部表土磁化率随气候因子的变化

Fig.4 Variation in surface soil magnetic susceptibility with the climatic factors in eastern China

吕厚远和韩家懋<sup>[21]</sup> 对全国不同地区的土壤研究发现磁化率随 MAT 和 MAP 的增加大致在 15℃和 1 100 mm 发生转折。Balsam 等<sup>[26]</sup> 结合前人研究资料,对全球热带和温带地区表土磁化率与现代降水量关系的研究发现磁化率随降水呈现先增后减的临界值在 1 000 mm 左右。夏威夷土

壤磁化率最高值也发生在降水为 1 000 mm 左右<sup>[40]</sup>。尽管在数值上存在差异,但都指示了 MAT 和 MAP 阈值的存在。阈值的不同可能是由于采样点或者气候数据的差异、土壤排水性造成<sup>[21, 40]</sup>。在降水量较高的地区,玄武岩、花岗岩和沉积岩上发育的土壤的磁化率都有随降水增加

而下降的现象<sup>[6,26]</sup>。对夏威夷、海南表土样品磁化率的检测显示出与降水量的负相关关系<sup>[6,40]</sup>。降水大于 1 000 mm 的地区,磁化率低值指示湿润环境,高值指示相对干燥的环境。磁化率与气候因子的关系显示降水和温度对土壤磁性既有增强作用也有减弱作用。当温度和降水大于一定值 ( $\text{MAT} > 25\text{ }^{\circ}\text{C}$ ,  $\text{MAP} > 2\text{ }000\text{ mm}$ ),磁化率值已经很小,气候可能不再是影响磁化率变化的控制因素。

新生成的细粒磁性矿物的含量增加是导致磁化率增强的控制因素<sup>[41]</sup>,次生磁赤铁矿是成土磁性矿物中主要的亚铁磁性矿物<sup>[14, 42-43]</sup>,主要存在于超顺磁颗粒和单畴临界值 ( $\text{SP}/\text{SD}$ ,  $20\sim 25\text{ nm}$ ) 附近<sup>[20]</sup>。在不同气候环境中,磁赤铁矿的生成和转化主要有两种途径:1) 磁赤铁矿可在粉尘携带的粗粒磁铁矿沉积后经低温氧化形成<sup>[44]</sup>。含铁硅酸盐黏土矿物在干湿交替中风化为二价铁,二价铁氧化为三价,如水铁矿水解为磁铁矿,进而氧化为磁赤铁矿,还原氧化环境的快速变换促进磁赤铁矿的生成,使土壤磁性增强<sup>[44-45]</sup>。当土壤处于短期水饱和的还原环境也有利于赤铁矿向磁赤铁矿的转化<sup>[43]</sup>。长期的还原环境导致磁铁矿的大量溶解和破坏,使土壤磁化率下降;2) 磁赤铁矿作为成土过程中主要的亚铁磁性矿物是由水铁矿向赤铁矿转化的中间产物<sup>[42]</sup>,水铁矿向赤铁矿的直接转化发生在强风化的土壤中<sup>[40, 42, 46]</sup>,高温条件支持磁赤铁矿向赤铁矿的转化,或者直接由水铁矿转化为赤铁矿<sup>[36]</sup>。本文认为土壤磁化率的变化是以上两种途径的综合。

E-W 断面东部地区,夏季湿热多雨,土壤处于湿润状态,其他季节降水较少,土壤处于干燥状态,干湿交替有利于产生细粒磁赤铁矿<sup>[47]</sup>,并且在干燥期,磁赤铁矿作为水铁矿向赤铁矿转化的中间产物也大量生成<sup>[48]</sup>。在干湿交替、排水条件良好的成土条件下,磁性矿物的风化以化学风化为主,持续的氧化还原循环促进了土壤中细颗粒磁性矿物的形成<sup>[36, 44-45]</sup>。亚铁磁性矿物浓度增加与年降水量增加有关,降水对磁性矿物的转化主要在于引起的土壤氧化还原环境的差异<sup>[42]</sup>,E-W 断面和 N-S 断面北段较高的成土作用对应于高磁化率,降水和温度与磁化率的正相关表明暖湿气候有利于亚铁磁性矿物的生成和积累。E-W 断面土壤  $\chi_{\text{ir}}$  与 MAP 的高度相关性表明相对于年均温,降水是控制中国北方湿润—干旱区表土磁化率的主要气候因素。

N-S 断面南端高成土程度对应较低的磁化率,表明 N-S 断面南端在成土过程中,当 MAT 大于  $12\text{ }^{\circ}\text{C}$  或者 MAP 大于 1 000 mm 时,随着 MAT 和 MAP 的增加,细粒亚铁磁性矿物尽管在不断生成,但亚铁磁性矿物的破坏作用占主导,强烈的风化使土壤中原生的碎屑磁性矿物破坏严重,从而造成磁化率和成土程度呈负相关<sup>[22]</sup>。华南沿海地区降雨量大、温度较高,虽然亚铁磁性矿物依然是土壤磁性的主要贡献者,但成土作用过程中伴随着磁性矿物的破坏,土壤中的原生磁性矿物受风化成土作用改造严重,磁赤铁矿(磁铁矿)在湿热的气候条件下向赤铁矿、针铁矿转化<sup>[6, 21]</sup>。

MAT 小于  $0\text{ }^{\circ}\text{C}$  地区的样品,偏离整体趋势,从接近 0 到近  $400 \times 10^{-8}\text{ m}^3 \cdot \text{kg}^{-1}$ 。MAP 小于 200 mm 的样品尽管没有如此大的变化幅度,但整体偏离。前人多认为磁化率或者成土作用有降水启动值<sup>[49]</sup>。尽管温度的影响要小于降水,但可能存在  $0\text{ }^{\circ}\text{C}$  的启动值,在温度较低的地区,温度的作用可能超过降水的作用<sup>[26]</sup>。热带和温带地区降水对土壤磁化率的作用强于温度,而在寒带温度对土壤磁化率的作用有所增强,影响程度可能高于降水<sup>[26]</sup>。

干旱情况下,一般年降水量低于  $100\sim 200\text{ mm}$ ,磁化率受气候的影响较小,成土作用较弱,磁化率的控制因素主要与原生磁性矿物有关<sup>[23, 26]</sup>。在现代砂丘砂样品中主要的磁性矿物为磁铁矿和赤铁矿,磁赤铁矿含量很少或者根本不存在,现代风成砂中的磁铁矿都以物理风化为主,气候已经不是影响磁化率的主要因素<sup>[21, 23-24]</sup>。对中国黄土典型剖面研究发现,当降水量低于  $350\text{ mm/a}$  时,不足以生成主要的亚铁磁性矿物<sup>[49]</sup>。E-W 断面 MAP 低于 200 mm 的地区的样品磁化率值较低,而 200 mm 降水线是中国干旱区和半干旱区的分界线,因此,可推断中国东部表土在分界线以东以南的土壤磁化率受降水等成土因素的控制,而分界线以西以北的干旱区的土壤磁化率主要受物源的影响。200 mm 可作为降水对土壤磁化率起主要影响的启动条件。MAP 低于 200 mm 的干旱地区,由于蒸发量大,有效降水少,长期处于氧化环境下,成土磁性矿物即使由磁铁矿氧化而来,也会进一步被快速氧化为针铁矿和少量赤铁矿,不能够很好地保存下来。

### 3.2 气候对土壤频率磁化率的影响

$\chi_{\text{fd}}$  与气候因子的关系与  $\chi_{\text{ir}}$  明显不同,偏向于

线性变化(图 4),随 MAT 和 MAP 的增加, $\chi_{fd}$  逐渐升高,并未出现临界值现象,SP 颗粒等细粒磁性矿物的含量增加<sup>[44]</sup>,说明环境变暖变湿对  $\chi_{fd}$  具有积极影响。 $\chi_{fd}$  与 MAP 相关性高于 MAT,表明 MAP 同样对  $\chi_{fd}$  具有主要影响, MAT 影响次之,尤其是 E-W 断面,  $\chi_{fd}$  与 MAT 几乎不相关。暖湿程度越高、持续时间越长,细粒铁磁性矿物形成的越多,没有出现宋扬等<sup>[50]</sup> 预测的  $\chi_{fd}$  随 MAP 的变化存在 MAP 临界条件的情况,SP 颗粒随降水的增加没有发生强烈的溶解破坏。在热带地区频率磁化率同样有随成土强度增加而升高的趋势<sup>[25, 51-53]</sup>。南方红土发育区,尽管降水和温度很高,频率磁化率指示了红土成土化作用的强弱<sup>[34]</sup>。在本研究中,最南端海南岛地区降水在 2 000 mm 以上,而内蒙古东部部分地区降水低于 100 mm,部分采样点年降水量只有几十毫升,由于频率磁化率在成土过程中未发生转折,因此频率磁化率可在大范围指示成土环境由干到湿的变化。

在 MAT>25 ℃ 或者 MAP>2 000 mm 的情况下,磁化率值较小,而频率磁化率值相对较高,此时 SP 颗粒等成土亚铁磁性矿物可能是土壤磁化率的主要贡献者<sup>[32]</sup>,原生碎屑铁磁性矿物几乎被破坏殆尽<sup>[35]</sup>。

中国东部地区降水和温度的变化主要由季风系统控制,降水主要由夏季风带来。夏季风强度由沿海向内陆逐渐减弱,从海洋携带的热量和水汽下降<sup>[54]</sup>。E-W 断面磁化率由东向西逐渐降低与夏季风强度向内陆逐渐减弱同步,当到达 200 mm 等降水线附近时,季风的作用已经很微弱。因此磁化率能够在空间上指示夏季风强度、植被覆盖和气候的变化,为季风演化和变迁提供材料,在时间上记录亚洲内陆干旱化进程和东亚古季风演化<sup>[11]</sup>。N-S 断面南段由于发生土壤磁性矿物的溶解,磁化率与季风强度负相关,但受成土作用产生的 SP 颗粒影响的频率磁化率由南向北逐渐降低,指示了季风作用强度的同向减弱。

3.3 气候与土壤磁化率的定量关系

E-W 断面土壤磁化率值变化与黄土高原和北方干旱—半干旱区表土磁化率随降水的变化相似<sup>[21, 50, 55]</sup>(图 5)。

黄土高原地区和北方干旱—半干旱区表土磁化率与现代年降水量的正相关关系表明可以利用磁化率作为降水指标用于古降水量的定量重

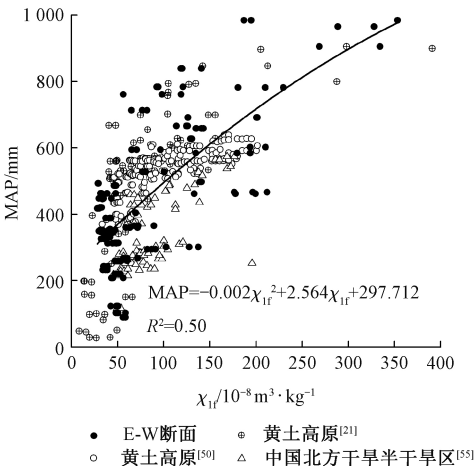


图 5 E-W 断面与中国北方其他地区土壤磁化率与年均降水量的关系对比  
Fig.5 Relationships between soil susceptibility and MAP in E-W transection and other regions in northern China

建<sup>[36, 50, 55-56]</sup>。对 E-W 断面表土磁化率与年均降水量进行回归分析,得到相关系数最大的二次多项式回归方程。多项研究的相互验证指示在中国北方干旱—湿润区可以利用土壤磁化率定量估算降水量,进而用于恢复古降水量。

剔除温度小于 0 ℃ (9 个)和降水小于 200 mm (16 个)的样品后,建立基于温度、相对湿度和降水量的磁化率函数,磁化率随温度、相对湿度和降水量的二次多项式回归  $R^2$  仅为 0.16、0.19 和 0.31,频率磁化率与 3 个因子的线性回归  $R^2$  为 0.04、0.16、0.10(图 4)。

所有采样点的 MAT 和 MAP 被 12 ℃ 和 1 000 mm 分开。将样品按照年均温和年均降水量的不同分为 4 个端元,分别是:0 ℃ ≤ MAT ≤ 12 ℃ 且 MAP ≤ 1 000 mm、0 ℃ ≤ MAT ≤ 12 ℃ 且 MAP > 1 000 mm、MAT > 12 ℃ 且 MAP ≤ 1 000 mm 和 MAT > 12 ℃ 且 MAP > 1 000 mm。表土样品全部分布于 0 ℃ ≤ MAT ≤ 12 ℃ 且 MAP ≤ 1 000 mm 和 MAT > 12 ℃ 且 MAP > 1 000 mm 区间内。

通过对  $\chi_{fr}$  与 MAT 和 MAP 进行多种函数回归分析发现(图 6),在 0 ℃ ≤ MAT ≤ 12 ℃ 且 MAP ≤ 1 000 mm 区间,  $\chi_{fr}$  与气候因子的回归方程以线性拟合结果较好,且  $\chi_{fr}$  与 MAP 的复相关系数远大于 MAT。在该区间,降水对土壤磁化率的影响大于温度,是影响磁化率变化的主要气候因素<sup>[26, 57-58]</sup>。回归分析表明,在降水量低于 1 000 mm 的地区,根据磁化率定量重建古降水量是可行的<sup>[55]</sup>。



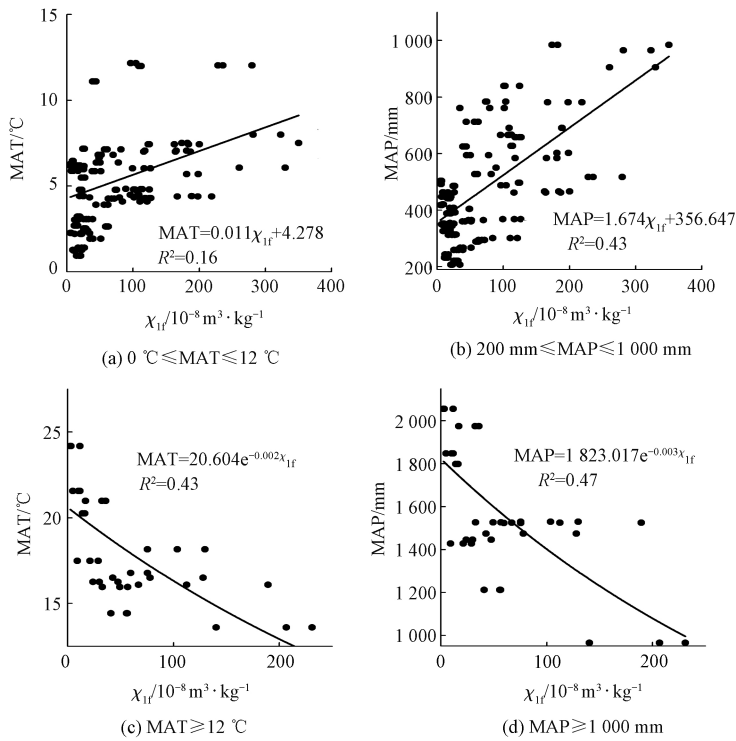


图 6 土壤磁化率与年均温和年均降水量的关系

Fig.6 Relationships of magnetic susceptibility with MAT and MAP

MAT>12 °C 且 MAP>1 000 mm 区间,χ<sub>lf</sub>与气候因子关系以指数拟合结果较好,并且χ<sub>lf</sub>与 MAP 的相关性大于与 MAT 的相关性,在该区间内,降水对土壤磁化率的影响同样要大于温度。由此可以得出,降水是中国东部表土磁化率主要的气候影响因素。回归结果表明,在 MAT>12 °C 且 MAP>1 000 mm 区间内,利用磁化率重建古降水在一定程度上是可行的。

有研究发现在干旱区χ<sub>ld</sub>与 MAP 有很好的相关性,可以建立磁化率-降水转换函数用于定量重建<sup>[59]</sup>。然而西部干旱区表土本身磁化率值小,浑善达克和科尔沁沙地土壤磁化率大多低于20×10<sup>-8</sup> m<sup>3</sup>·kg<sup>-1</sup>,可能导致频率磁化率异常,高于实际频率磁化率。本研究中χ<sub>ld</sub>与 MAT 和 MAP 的相关系数均较低,无法利用表土频率磁化率与气候因子建立回归方程用于古环境的定量重建,只能定性指示 MAP 的变化。

3.4 磁化率重建古降水的适用性

有许多研究者分别提出定量重建黄土高原古降水的方法,利用不同磁性指标尝试进行古降水量的重建<sup>[12, 21, 36]</sup>。土壤磁学-降水转换函数为第四纪古降水提供定量依据,使得定量重建古环境成为可能<sup>[22]</sup>。

目前,古降水重建更多的是集中在半干旱半湿润区及年均降水量不高的地区<sup>[20, 36]</sup>,对于热带降水丰富地区的古降水重建的研究较少<sup>[7]</sup>。黄土高原黄土-古土壤成土母质单一、植被类型相似,黄土区 MAT 和 MAP 低,一般位于 0 °C ≤ MAT ≤ 12 °C 且 MAP ≤ 1 000 mm 区间内,降水和温度与磁化率表现为高度正相关关系,成土的亚铁磁性矿物对年均降水量敏感。在半干旱-湿润的俄罗斯干草原,土壤形成因素基本一致,土壤磁性变化主要是由气候引起<sup>[60]</sup>,磁化率与降水的相关系数可达 0.93,表现出磁化率随降水增强的趋势。但该地区现代降水梯度仅仅在 300~500 mm<sup>[45]</sup>,尚未达到降水阈值。

中国东部土壤磁化率与气候在不同阶段的关系指示降水对土壤磁性矿物的影响具有多解性。当年均降水集中于某一区间(200~1 000 mm, 1 000~2 000 mm),可以通过建立转换函数用于定量重建古降水量。如果某一垂直剖面在地质时期实际降水量处于临界值附近,那么利用转换函数重建古降水则可能重建效果较差,甚至发生错误,尤其是长时间尺度的沉积剖面其气候演化多样,在进行古环境重建时更要注意这种现象。磁化率相同的土壤可能代表不同的水热条件,在利用磁

化率恢复古环境时要考虑到这种变化。在不同沉积剖面中都出现了磁化率随降水量增加而降低的现象<sup>[17]</sup>,而频率磁化率则与降水变化一致<sup>[19]</sup>,利用频率磁化率反映古湿度更为合理<sup>[61]</sup>。频率磁化率与磁化率的相关关系可作为判断降水区间的依据。

沙漠地区常年干旱,磁化率的变化受降水的影响较小,更多的是反映母质的磁性矿物特征<sup>[58]</sup>,不适合使用磁化率和频率磁化率来估计降水量变化。因而,在对距源区较近、成土作用相对较弱的沙漠-黄土边界带现代土壤的研究中,用磁化率作为气候的代用指标时要慎重。

## 4 结论

通过测定中国东部地区 E-W 和 N-S 两条环境断面的 88 个采样点表土  $\chi_{ir}$  和  $\chi_{fd}$ , 分析表土磁化率的空间分布特征及其与现代气候因子的关系,主要有以下认识:

1) E-W 断面土壤  $\chi_{ir}$  表现出东高西低的特征,其中  $\chi_{ir}$  与 MAT、MARH 和 MAP 显著正相关,  $\chi_{ir}$  与气候因子的相关性高于  $\chi_{fd}$ 。N-S 断面土壤  $\chi_{ir}$  空间分布特征复杂。 $\chi_{fd}$  具有东高西低、南高北低的特点,与 MARH 和 MAP 均显著正相关。

2)  $\chi_{ir}$  表现出随 MAT 和 MAP 增加先增后减的变化。 $\chi_{fd}$  随 MAT 和 MAP 的增加逐渐增加,未出现类似于  $\chi_{ir}$  存在转折点的情况。气候因子对磁化率的影响可能存在一个启动阈值,温度大于 0℃,降水大于 200 mm 时,有利于亚磁性矿物的生成,在 0℃ 以下或者降水低于 200 mm 的环境中,亚铁磁性矿物的生成受到限制。 $\chi_{ir}$  和  $\chi_{fd}$  与气候因子的关系均表明年均降水影响更大。

3) 建立  $\chi_{ir}$  与 MAT (0℃ ≤ MAT ≤ 12℃ 和 MAT > 12℃) 和 MAP (200 mm ≤ MAP ≤ 1 000 mm 和 1 000 mm ≤ MAP ≤ 2 000 mm) 的回归方程。回归方程同样显示 MAP 要大于 MAT 对  $\chi_{ir}$  的影响。回归方程表明可利用磁化率-气候转换函数用于古气候重建,其中利用磁化率重建古降水准确性更高。

4)  $\chi_{fd}$  可以定性判断 MAP 的变化,是较可靠地反映成土作用的替代性指标。尽管磁化率能够指示温度和降水的变化,可用于古降水重建,但在尝试利用现在表土  $\chi_{ir}$  与 MAP 建立转换函数定量重建古降水时具有限制。由于磁化率在不同降水范围内表现出相反的变化,因此利用磁化率-降

水转化函数定量重建古降水时要注意该区的降水背景,200~1 000 mm 可能是重建古环境和古气候的较可靠区间。

## 参考文献

- [1] Zhou X, Sun L G, Huang W, et al. Relationship between magnetic susceptibility and grain size of sediments in the China Seas and its implications [J]. *Continental Shelf Research*, 2014, 72: 131-137.
- [2] Gavrilo M B, Marković S B, Schaetzl R J, et al. Prevailing surface winds in Northern Serbia in the recent and past time periods: modern-and past dust deposition [J]. *Aeolian Research*, 2017, 31: 117-129.
- [3] Yang S L, Ding Z L. Magnetostratigraphy and sedimentology of the Eolian Deposits since the late Miocene in Northern China and the paleoclimatic implications [J]. *Journal of the Graduate School of the Chinese Academy of Sciences*, 2002, 19(2): 202-208.
- [4] Liu J B, Chen F H, Chen J H, et al. Humid medieval warm period recorded by magnetic characteristics of sediments from Gonghai Lake, Shanxi, North China [J]. *Chinese Science Bulletin*, 2011, 56(23): 2 464-2 474.
- [5] Dong Y J, Wu N Q, Li F J, et al. Time-transgressive nature of the magnetic susceptibility record across the Chinese Loess Plateau at the Pleistocene/Holocene transition [J]. *PLoS ONE*, 2015, 10(7): e0133541.
- [6] Long X Y, Ji J F, Balsam W. Rainfall-dependent transformations of iron oxides in a tropical saprolite transect of Hainan Island, South China: spectral and magnetic measurements [J]. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, 2011, 116(F3): 1-15.
- [7] Shankar R, Prabhu C N, Warrier A K, et al. A multi-decadal rock magnetic record of monsoonal variations during the past 3 700 years from a tropical Indian tank [J]. *Journal of the Geological Society of India*, 2006, 68: 447-459.
- [8] Liu W M, Sun J M. High-resolution anisotropy of magnetic susceptibility record in the central Chinese Loess Plateau and its paleoenvironment implications [J]. *Science China Earth Sciences*, 2012, 55(3): 488-494.
- [9] Dong J, Wang Y, Zhang S H, et al. Environmental magnetic comparisons between distal and proximal sediments of Huangqihai Lake, Inner Mongolia, China [J]. *Science China Earth Sciences*, 2012, 55(9): 1 494-1 503.
- [10] Chen F H, Liu J B, Xu Q H, et al. Environmental magnetic studies of sediment cores from Gonghai Lake: implications for monsoon evolution in North China during the late glacial and Holocene [J]. *Journal of Paleolimnology*, 2013, 49(3): 447-464.
- [11] An Z S, Kukla G J, Porter S C, et al. Magnetic susceptibility evidence of monsoon variation on the Loess Plateau of central China during the last 130 000 years [J]. *Quaternary*

- Research, 1991, 36(1): 29-36.
- [12] Hao Q Z, Guo Z T. Magnetostratigraphy of a late Miocene-Pliocene loess-soil sequence in the western Loess Plateau in China[J]. *Geophysical Research Letters*, 2004, 31(9): 1-4.
- [13] Guo Z T, Ruddiman W F, Hao Q Z, et al. Onset of Asian desertification by 22 Myr ago inferred from loess deposits in China[J]. *Nature*, 2002, 416: 159-163.
- [14] Deng C L, Zhu R X, Verosub K L, et al. Paleoclimatic significance of the temperature-dependent susceptibility of Holocene loess along a NW-SE transect in the Chinese loess plateau[J]. *Geophysical Research Letters*, 2000, 27(22): 3 715-3 718.
- [15] 刘秀铭, 夏敦胜, 刘东生, 等. 中国黄土和阿拉斯加黄土磁化率气候记录的两种模式探讨[J]. *第四纪研究*, 2007, 27(2): 210-220.
- [16] Liu X M, Liu T S, Paul H, et al. Two pedogenic models for paleoclimatic records of magnetic susceptibility from Chinese and Siberian loess [J]. *Science in China Series D: Earth Sciences*, 2008, 51(2): 284-293.
- [17] Guo B, Zhu R X, Roberts A P, et al. Lack of correlation between paleoprecipitation and magnetic susceptibility of Chinese loess/paleosol sequences[J]. *Geophysical Research Letters*, 2001, 28(22): 4 259-4 262.
- [18] 丁仲礼, 孙继敏, 杨石岭, 等. 灵台黄土-红黏土序列的磁性地层及粒度记录[J]. *第四纪研究*, 1998, 18(1): 86-94.
- [19] Ding Z L, Xiong S F, Sun J M, et al. 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]. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 1999, 152(1/2): 49-66.
- [20] Porter S C, Hallet B, Wu X H, et al. Dependence of near-surface magnetic susceptibility on dust accumulation rate and precipitation on the Chinese Loess Plateau [J]. *Quaternary Research*, 2001, 55(3): 271-283.
- [21] 吕厚远, 韩家懋. 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*, 1994, 24(12): 1 290-1 297.
- [22] Han J M, Lu H Y, Wu N Q, et al. The magnetic susceptibility of modern soils in China and its use for paleoclimate reconstruction [J]. *Studia Geophysica et Geodaetica*, 1996, 40(3): 262-275.
- [23] 魏海涛, 夏敦胜, 陈发虎, 等. 新疆表土磁学性质及其环境意义[J]. *干旱区地理*, 2009, 32(5): 676-683.
- [24] 李平原, 刘秀铭, 刘植, 等. 腾格里沙漠边缘表土磁学性质及其意义[J]. *第四纪研究*, 2012, 32(4): 771-776.
- [25] 邱世藩, 欧阳婷萍, 朱照宇, 等. 中国东部表层土壤磁化率特征及其指示意义[J]. *地球科学-中国地质大学学报*, 2014, 39(10): 1 454-1 464.
- [26] Balsam W L, Ellwood B B, Ji J F, et al. Magnetic susceptibility as a proxy for rainfall: Worldwide data from tropical and temperate climate [J]. *Quaternary Science Reviews*, 2011, 30(19-20): 2 732-2 744.
- [27] 刘光明. 中国自然地理图集[M]. 3 版. 北京: 中国地图出版社, 2010: 63-66.
- [28] 全国土壤普查办公室. 中国土壤[M]. 北京: 中国农业出版社, 1998: 95-830, 860-864.
- [29] 刘青松, 邓成龙. 磁化率及其环境意义[J]. *地球物理学报*, 2009, 52(4): 1 041-1 048.
- [30] 许民, 王雁, 周兆叶, 等. 长江流域逐月气温空间插值方法的探讨[J]. *长江流域资源与环境*, 2012, 21(3): 327-334.
- [31] 旺罗, 刘东生, 吕厚远. 污染土壤的磁化率特征[J]. *科学通报*, 2000, 45(10): 1 091-1 094.
- [32] Dearing J A, Dann R J L, Hay K, et al. Frequency-dependent susceptibility measurements of environmental materials[J]. *Geophysical Journal International*, 1996, 124(1): 228-240.
- [33] 饶志国, 朱照宇, 吴翼, 等. 华南地区发育于不同母岩之上的表土磁化率特征及其意义[J]. *第四纪研究*, 2007, 27(4): 651-652.
- [34] 卢升高, 董瑞斌, 俞劲炎, 等. 中国东部红土的磁性及其环境意义[J]. *地球物理学报*, 1999, 42(6): 764-771.
- [35] Maher B A, Thompson R, Zhou L P. Spatial and temporal reconstructions of changes in the Asian palaeomonsoon: a new mineral magnetic approach[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 1994, 125(1-4): 461-471.
- [36] Gao X B, Hao Q Z, Wang L, et al. The different climatic response of pedogenic hematite and ferrimagnetic minerals: evidence from particle-sized modern soils over the Chinese Loess Plateau[J]. *Quaternary Science Reviews*, 2018, 179: 69-86.
- [37] 史衍玺. 山东省主要土壤磁化率的研究[J]. *山东农业大学学报(自然科学版)*, 1992, 23(4): 387-392.
- [38] 胡雪峰. “黄土—古土壤”序列中氧化铁和有机质对磁化率的影响[J]. *土壤学报*, 2004, 41(1): 7-12.
- [39] Blundell A, Dearing J A, Boyle J F, et al. Controlling factors for the spatial variability of soil magnetic susceptibility across England and Wales [J]. *Earth-Science Reviews*, 2009, 95(3/4): 158-188.
- [40] Singer M J, Verosub K L, Fine P, et al. A conceptual model for the enhancement of magnetic susceptibility in soils [J]. *Quaternary international*, 1996, 34: 243-248.
- [41] 卢升高, 俞劲炎, 章明奎, 等. 长江中下游第四纪沉积物发育土壤磁性增强的环境磁学机制[J]. *沉积学报*, 2000, 18(3): 336-340.
- [42] 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): 1-4.
- [43] Chen T H, Xu H F, Xie Q Q, et al. Characteristics and genesis of maghemite in Chinese loess and paleosols: mechanism for magnetic susceptibility enhancement in paleosols [J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 2005, 240(3/4): 790-802.
- [44] 邓成龙, 刘青松, 潘永信, 等. 中国黄土环境磁学[J]. 第

四纪研究, 2007, 27(2): 193-209.

[45] Maher B A, Alekseev A, Alekseeva T. Variation of soil magnetism across the Russian steppe: its significance for use of soil magnetism as a palaeorainfall proxy [J]. Quaternary Science Reviews, 2002, 21(14/15): 1 571-1 576.

[46] Bigham J M, Fitzpatrick R W, Schulze D G. Iron oxides[M]// Dixon J B, Schulze D G. Soil mineralogy with environmental applications. Madison: Soil Science Society of America Inc, 2002: 323-366.

[47] Torrent J, Liu Q, Bloemendal J, et al. Magnetic enhancement and iron oxides in the upper Luochuan loess-paleosol sequence, Chinese Loess Plateau[J]. Soil Science Society of America Journal, 2007, 71(5): 1 570-1 578.

[48] 李兴文, 张鹏, 强小科, 等. 三门峡会兴沟剖面黄土-古土壤序列的岩石磁学研究[J]. 地球科学进展, 2017, 32(5): 513-523.

[49] 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.

[50] 宋扬, 郝青振, 葛俊逸, 等. 黄土高原表土磁化率与气候要素的定量关系研究[J]. 第四纪研究, 2012, 32(4): 679-690.

[51] 黄成敏, 龚子同. 热带土壤发育过程中土壤磁化率特征研究[J]. 海洋地质与第四纪地质, 2000, 20(4): 62-68.

[52] Lu S G, Xue Q F, Zhu L, et al. Mineral magnetic properties of a weathering sequence of soils derived from basalt in Eastern China[J]. Catena, 2008, 73(1): 23-33.

[53] 卢升高. 土壤频率磁化率与矿物粒度的关系及其环境意义[J]. 应用基础与工程科学学报, 2000, 8(1): 9-15.

[54] Balsam W, Ellwood B, Ji J F. Direct correlation of the marine oxygen isotope record with the Chinese Loess Plateau iron oxide and magnetic susceptibility records [J]. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 2005, 221(1/2): 141-152.

[55] 王丽霞, 汪卫国, 李心清, 等. 中国北方干旱半干旱区表土的有机质碳同位素, 磁化率与年降水量的关系[J]. 干旱区地理, 2005, 28(3): 311-315.

[56] 刘秀铭, 刘东生. 中国黄土磁性矿物特征及其古气候意义[J]. 第四纪研究, 1993, 13(3): 281-287.

[57] Boyle J F, Dearing J A, Blundell A, et al. Testing competing hypotheses for soil magnetic susceptibility using a new chemical kinetic model[J]. Geology, 2010, 38(12): 1 059-1 062.

[58] 史正涛, 董铭, 方小敏. 伊犁盆地晚更新世黄土-古土壤磁化率特征[J]. 兰州大学学报(自然科学版), 2007, 43(2): 7-10.

[59] Liu X K, Lu R J, Lü Z Q, et al. Magnetic susceptibility of surface soils in the Mu Us Desert and its environmental significance[J]. Aeolian Research, 2017, 25: 127-134.

[60] Mitusov A V, Mitusova O E, Pustovoytov K, et al. Palaeoclimatic indicators in soils buried under archaeological monuments in the Eurasian steppe: a review [J]. The Holocene, 2009, 19(8): 1 153-1 160.

[61] 孙有斌, 孙东怀. 灵台红粘土-黄土-古土壤序列频率磁化率的古气候意义[J]. 高校地质学报, 2001, 7(3): 300-306.