

印度德干高原砖红壤与玄武岩 风化红土磁学性质及其成因分析*

袁毓婕^① 刘秀铭^{①②③} 吕 镔^① 马明明^① 王 涛^④ 陈秀玲^①

(^①福建师范大学地理科学学院, 湿润亚热带山地生态国家重点实验室培育基地, 福州 350007; ^②福建师范大学地理研究所, 福州 350007; ^③Department of Environmental Sciences, Macquarie University, Sydney NSW 2109, Australia;

^④中国科学院西北生态环境资源研究院, 沙漠与沙漠化重点实验室, 兰州 730000)

摘要 印度中西部德干高原是由白垩纪末期 65Ma 以前多次喷发的玄武岩形成的高原。喷发间歇期间玄武岩遭受风化, 形成了多层玄武岩风化红层。德干高原就是由这样一层层的溢流喷发玄武岩和风化红层相间而成, 厚度达千米以上。在德干高原和南方各地的顶部普遍发育着砖红壤, 该砖红壤在德干高原发育约 25m 厚, 被认为是从玄武岩母质基础上原地风化形成, 但是实地观察发现, 砖红壤与玄武岩风化红土在结构、构造以及物质组成等方面均存在明显差别。常见的玄武岩喷发间歇发育的风化层厚 2~3m, 存在从上到下风化程度由强到弱, 最后过渡到玄武岩母岩的明显层次与颜色的变化。但是德干高原玄武岩之上的 25m 厚砖红壤缺乏这种渐变特征, 而且平坦的砖红壤顶部洼地中还发现了风积黄土层。对德干高原砖红壤、玄武岩以及玄武岩风化红土层分别采样, 测量其全样粒度和磁化率、饱和磁化强度、饱和等温剩磁、非磁滞剩磁等常温磁学参数, 挑选代表性样品进行磁滞回线和热磁分析。实验结果表明: 1) 砖红壤样品主要的磁性矿物是赤铁矿, 有些同时还含微量磁赤铁矿, 粒径相对较粗的玄武岩风化红土层的主要磁性矿物是磁铁矿和磁赤铁矿; 2) 玄武岩只含磁铁矿, 并无磁赤铁矿或者赤铁矿。因此, 不论是玄武岩风化红土, 还是砖红壤, 它们所含的磁赤铁矿以及赤铁矿都是在风化成土过程中形成的。砖红壤以赤铁矿为主和少量针铁矿, 偶有样品含微量磁赤铁矿, 说明该磁赤铁矿可能是母岩中的磁铁矿风化为赤铁矿的中间产物; 3) 玄武岩风化红土层与砖红壤不仅在磁性矿物特征方面存在差别, 而且在全样粒度组成方面也存在明显差别, 前者以 $>100\mu\text{m}$ 为主, 而后者以 $<100\mu\text{m}$ 为主。此外, 25m 厚层状砖红壤除了缺乏由上而下风化程度由强变弱的差异与层次的特征之外, 也缺乏砖红壤中残留的玄武岩碎屑, 难以支持巨厚砖红壤由顶层玄武岩就地风化形成的说法。砖红壤厚层均匀特征似乎需要自下而上形成过程, 即不断加入物质不断地风化成土才能够形成均匀厚层砖红壤。目前刚刚发现了德干高原黄土堆积, 其西北方向分布着印度沙漠, 每年都有沙尘暴发生, 向德干高原提供着物质来源。因此, 砖红壤由风积物加积形成或许是要考虑的重要可能性之一。

主题词 印度砖红壤 德干高原玄武岩 玄武岩风化红土 砖红壤红土 砖红壤成因

中图分类号 P318.4⁺1, P588.14⁺5 **文献标识码** A

1 引言

印度德干高原 (Deccan Plateau) 位于印度中西部 (图 1), 地势西高东低, 面积达 $50\times 10^4\text{km}^2$, 是世界上最大的陆地熔岩高原之一。深谷切开了晚白垩纪德干溢流玄武岩至南方的前寒武纪岩浆岩和变质岩^[1]; 整个高原由约 1500m 厚的玄武岩组成, 它是由白垩纪末期 65Ma 以前多次玄武岩熔浆喷发形

成^[1]。每次喷发后都经历了长期风化剥蚀过程, 于是在喷发层顶面形成褐红色-褐黄色的强风化和半风化红土层; 下一次玄武岩喷发则覆盖在以前形成的风化红层之上。如此反复, 形成了千米多厚由许多层状玄武岩喷发旋回组成的壮观玄武岩高原 (图 2a)。玄武岩的层状产出更是地质奇观: 它就如同沉积岩一般可以近水平地平行延伸几十公里。在地形比较平整的德干高原玄武岩的顶部, 普遍存

第一作者简介: 袁毓婕 女 21 岁 本科生 (国家理科基地班) 地理科学 E-mail: yyj554145231@163.com

* 国家自然科学基金项目 (批准号: 41210002 和 U1405231)、大学生创新创业训练计划国家级立项项目 (批准号: 201510394013) 和福建省自然科学基金项目 (批准号: 2014J01151) 共同资助

2016-02-03 收稿, 2016-05-17 收修改稿

推荐人: 刘秀铭 E-mail: xliu@fjnu.edu.cn; 俞鸣同 E-mail: tommyyu611@tom.com

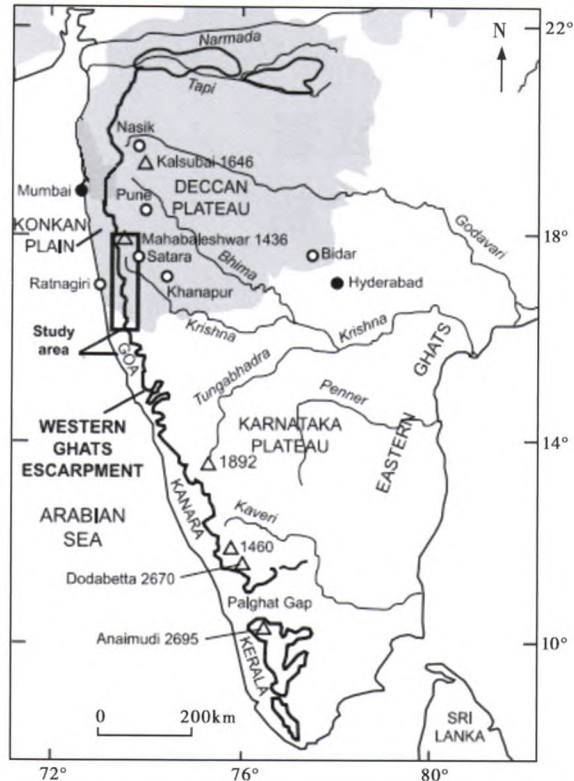


图 1 德干高原、果阿以及采样点的范围(据文献[1]修改)
德干高原采样范围如图中方框所示;圆点代表城市,三角形代表山峰
Fig. 1 Sketch map of Deccan Plateau (shaded area), Goa and sampling sites (rectangular area), modified from reference [1], circles; cities, triangles; mountain peaks

在厚约 25m 的砖红壤(图 2b),这些砖红壤在广大印度南方地区也有大面积分布,如南方的果阿(Goa)和远离德干高原东部的孟加拉邦^[2],因此砖红壤分布的面积比德干高原玄武岩要宽广得多。该砖红壤广泛覆盖在不同时代各种岩性的地层之上^[3]。根据古地磁极特征研究,砖红壤形成于白垩纪的 65Ma 以来^[4],最新的砖红壤形成于海边沙丘,时代为全新世^[3]。由于早期形成的砖红壤会被风化成为后期砖红壤发育的物质,因此砖红壤有了原生和次生砖红壤之分^[2]。

砖红壤是富含铁铝质的硬壳,普遍发育蠕虫状结构,是热带气候形成的典型地表土壤^[3,5]。由于气候和地形的差异,各地砖红壤所含铁质和铝质(高岭土)有所不同。铁质高度富集的砖红壤可以作为铁矿石出口,而没有达到铁矿石标准的砖红壤,在当地则被加工成规则的块状,长期被用为地砖墙砖等建筑材料。德干高原顶部的砖红壤由于发育在玄武岩之上,长期被认为是由最顶层玄武岩原地风化形成^[1,6,7]。但是野外考察发现,砖红壤的结构构造与玄武岩风化红层存在明显差别:玄武岩喷发间

断所发育的风化红层一般厚 2~3m,均匀块状,没有砖红壤的蠕虫状结构,而且风化红层从顶到底存在风化程度由强到弱的明显变化,比如从顶部褐红色土往下变成褐黄色土层,最后过渡到母质玄武岩;但是砖红壤却没有这种现象。因此,也有学者不赞同德干高原砖红壤是玄武岩原地风化形成,他们认为该砖红壤的铁质具有侧向迁移特点,提出了可能是古河道形成了砖红壤,后来由于长期风化使得地形倒置,造成今日之现象^[1]。

最近在德干高原考察时还发现:玄武岩高原残存的平坦台地或者平顶山(Panchgini Tableland)之上的砖红壤顶部的洼地之中,还局部保留着厚约 1m 的典型风积黄土^[8]。玄武岩高原风化表面生长着苔藓地衣以及草的根部,都明显存在被拦截的风积物。这些风积物是否与砖红壤的形成有什么联系?或者砖红壤确是从玄武岩风化形成?本文对印度德干高原玄武岩风化红土、德干高原砖红壤和南部海岸果阿(Goa)地区砖红壤分别进行采样测量,以求获得证据澄清上述疑问。

2 研究区概况及实验方法

德干高原位于印度半岛中西部,主要属于热带地区,为热带季风气候。高原经纬度大约在 15°27.281'~22°18.835'N, 72°34.686'~79°49.903'E(图 1)。德干高原海拔高度约 1500m,东西两侧山脉分别称为东高止山(Eastern Ghats)和西高止山(Western Ghats)。西高止山山顶的年降雨量平均可达 6000mm^[7],高原内部受东西两侧山脉的阻挡,年降雨量从两侧向高原内部减少,高原内部年降水量在 800~1200mm (<http://www.worldweather.cn/zh/city.html?cityId=1586>),高原内部的纳西克(Nasik)、浦那(Pune)、马哈拉施特拉邦(Maharashtra)等城市的年降雨量均小于 1000mm (<http://www.worldweather.cn/zh/city.html?cityId=1611>)。高原缺乏高大茂密的森林,以灌木和高草为主;热季印度各地气温可高达 40℃,德干高原可高达 49~50℃^[9],西高止山脉将果阿(Goa)与德干高原分隔开来,Goa 气温较德干高原稍低,但是近海边降雨更多^[10],年降水量可高达 3000mm,且 80% 的降水主要来自于夏季的西南季风^[3],化学风化作用更强。砖红壤除了发育在德干高原玄武岩顶部,在南方各地缺少玄武岩的地方也普遍发育,如位于德干高原(图 1,采样方框)正南方的果阿(Goa)海边现代地表就发育着砖红壤(图 2e)。

本研究共采集 18 个样品,均为地表露头所采,

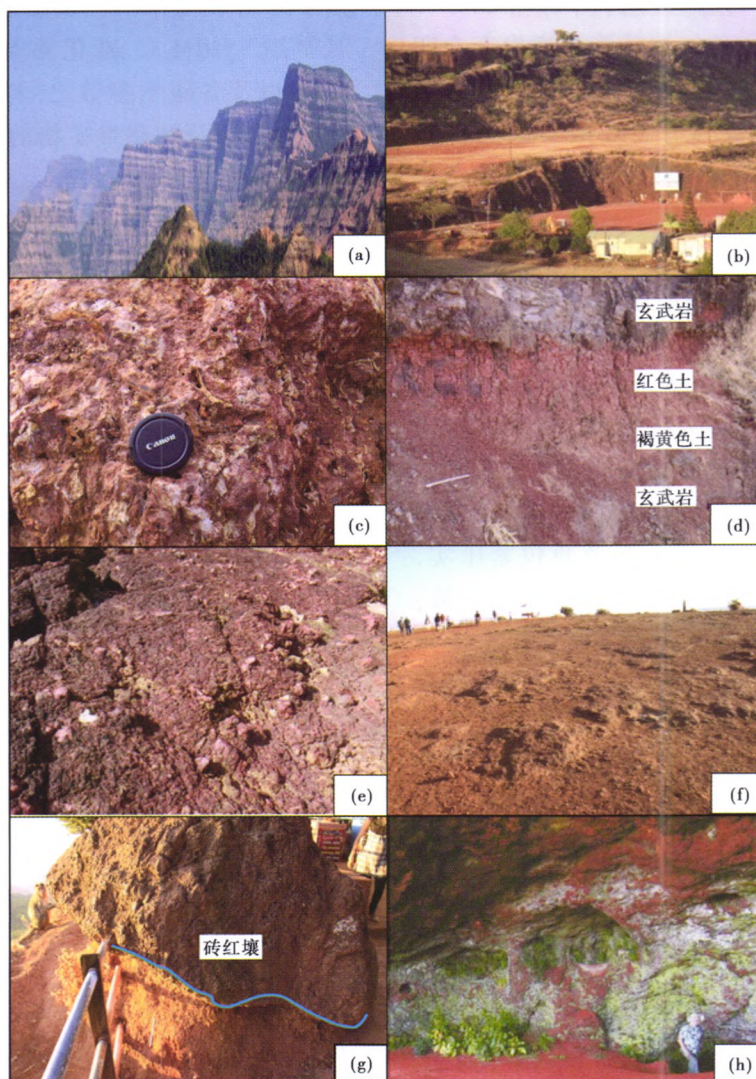


图2 德干高原 1500 多米厚由许多层状玄武岩喷发旋回组成 (a)；德干玄武岩高原顶部的大约 25m 厚的砖红壤铁壳层 (b)；砖红壤蠕虫状结构 (c)；喷发间歇风化形成了玄武岩风化红土层，从顶到底玄武岩由强到弱被风化为褐红色、褐黄色土层，并渐变为深灰色玄武岩母质层 (d)；Goa 海边砖红壤 (e)；德干高原顶部的砖红壤台地 (f)；德干高原砖红壤及其下伏的红土 (g)；德干高原一岩洞显示砖红壤铁壳层基底 (h)，照片来自文献[1]

Fig. 2 Over 1500 meters thick of the Deccan Plateau is composed of many layered basalt eruption cycles (a); About 25 meters of laterite built up a iron cap in the plateau (b); Vermiform or worm-like holes in laterite (c); The red soil shows various weathering development, from red to yellow brown soil, gradual down to basalt parent material layer (d); Laterite in Goa seaside (e); Laterite in top of the Deccan Plateau (f); Laterite and underlying red soil of the Deccan Plateau (g); A cave at the base of the ferricrete cap in the Deccan Plateau (h), and the picture is from reference[1]

按照岩性分为玄武岩、玄武岩风化红土和砖红壤三类(图 2 和 3)。玄武岩采得样品 3 个，编号为 A1、A2 和 A3；玄武岩风化红土样品 6 个，编号为 B1、B2、B3、B4、B5 和 B6，其中 B1~B4 样品为连续风化剖面。玄武岩风化红土层上部显示褐红色，而下部渐变为褐黄色，进而过渡到深灰色玄武岩母质层(图 2d)；砖红壤样品共 9 个，包括果阿(Goa)砖红壤 4 个(图 2e)，编号为 C1、C2、C3 和 C4，德干高原顶部的砖红壤 5 个(图 2a 和 2f)，编号为 D1、D2、

D3、D4 和 D5。Goa 海岸采样范围的经纬度为(15°27.281'N, 73°48.565'E)(图 1)。砖红壤为富含铁铝质的硬壳层，从新鲜面可见，砖红壤发育土壤蠕虫状结构(图 2e)，块状，物质分布不均匀，一般含红色和黄白色两种颜色(图 2c 和 2e)，红色为铁质富集和铁质胶结的部分，黄白色则以高岭土(白色)和褐铁矿(黄色)为主(图 2c)。随着成土强度增加，白色高岭土渐少，蠕虫状结构发育，红色铁质更加富集。此外，在砖红壤 25m 深处的基底和

玄武岩之上,还发育着一层红土层(图2g和2h)。

需要强调的是,本文砖红壤特指普遍发育在印度德干高原和Goa海岸普遍发育蠕虫状结构红色富含铁铝质的硬壳,通常被称为砖红壤^[2,4,6,7],但是有的学者认为将它称为铁壳层更合适,因为它与澳大利亚豆粒状的砖红壤不一样^[1]。不论是蠕虫状铁壳层或是豆粒状砖红壤,都曾经历了热带条件下地表成土铁铝质高度富集过程,是热带特定干湿交替气候条件下砖红壤的高级发育阶段^[5,11,12]。为了方便表达与玄武岩喷发间歇所形成的风化红土区别,本文仍然称红色铁壳层为砖红壤,称玄武岩风化形成的红土为玄武岩风化红土或者玄武岩红土。

将样品放置于实验室自然晾干,用玛瑙研钵研磨,使用电子天平称重,后用塑料薄膜包紧压实,放入无磁性样品盒。分别测量下述各项磁学参数:使用Bartington MS2型磁化率仪先后测量低频(470Hz)体积磁化率(κ_{lf})和高频(4700Hz)体积磁化率(κ_{hf}),然后进行质量归一,得到高低频质量磁化率(χ_{hf} , χ_{lf}),并计算出百分比频率磁化率 $\chi_{fd}\% = (\chi_{lf} - \chi_{hf}) / \chi_{lf} \times 100\%$;使用D-2000交变退磁仪和Molspin Minispin旋转磁力仪测量非磁滞剩磁(ARM),交变场峰值为100mT,直流场为100 μ T,根据公式 ARM/H (H为直流场值)计算出非磁滞磁化率(χ_{ARM});等温剩磁(IRM)是由ASC IM-10-30强磁仪按一定方向对样品外加一个瞬时磁场,之后用Molspin小旋转磁力仪测量样品获得的剩磁;本文将磁场强度为1T时所得到的IRM视为饱和等温剩磁(SIRM),磁化系数 F_{300} 是外加磁场为300mT时的等温剩磁(IRM_{300mT})与饱和等温剩磁(SIRM)的比值: $F_{300} = IRM_{300mT} / SIRM$;样品获得SIRM后再以10mT的步长施加反向磁场同时测量其剩磁,直至剩磁为零或负值,并由 IRM_{-x_mT} 线性内插获得剩磁矫顽力(B_{cr});使用卡帕桥MFK1-FA磁化率仪和CS-4加热装置测量磁化率随温度变化曲线(κ -T曲线),温度从室温到700 $^{\circ}$ C,加热速率为8~10 $^{\circ}$ C/分,测试在空气环境下进行;利用VFTB(Variable Field Transition Balance)测量样品的磁滞回线和磁化强度随温度变化曲线(M-T曲线),其中磁滞回线的最大外加场为1T,M-T曲线在空气中测试,温度范围为室温到700 $^{\circ}$ C,其外加磁场强度为350mT。

3 实验结果

3.1 常温磁学参数

常温磁学参数主要包括磁化率(χ_{lf})、百分比

频率磁化率($\chi_{fd}\%$)、非磁滞剩磁(ARM)、饱和等温剩磁(SIRM)、磁化系数(F_{300})、剩磁矫顽力(B_{cr})以及各磁学参数之间的比值,可以通过这些定量的数据反映磁性矿物的种类、含量以及粒径的相关信息。

3.1.1 χ 、 χ_{ARM} 与SIRM

磁化率(χ)用来衡量物质被磁化的难易程度^[13,14]。Goa和德干高原地区的砖红壤样品的磁化率(χ_{lf})为 $12.33 \times 10^{-8} \sim 353.70 \times 10^{-8} \text{ m}^3/\text{kg}$,均值为 $91.77 \times 10^{-8} \text{ m}^3/\text{kg}$;玄武岩风化红土样品的磁化率(χ_{lf})值介于 $253.27 \times 10^{-8} \sim 2547.18 \times 10^{-8} \text{ m}^3/\text{kg}$,均值为 $1184.75 \times 10^{-8} \text{ m}^3/\text{kg}$;玄武岩样品的磁化率(χ_{lf})值介于 $551.17 \times 10^{-8} \sim 1317.77 \times 10^{-8} \text{ m}^3/\text{kg}$,均值为 $1044.06 \times 10^{-8} \text{ m}^3/\text{kg}$,总体而言,玄武岩系列样品的磁化率高于砖红壤(图3a),说明玄武岩及其风化红土中的强磁性矿物含量高于砖红壤。玄武岩风化红土B2样品的磁化率稍高于玄武岩样品,可能是因为母岩中的其他含铁矿物,比如辉石等,在风化过程中,释放出铁离子,形成强磁性矿物,从而导致其磁化率的升高;也可能是由于该样品的母质磁化率本身就较高所致。

非磁滞磁化率(χ_{ARM})常用于鉴别样品中的单畴(SD)颗粒含量^[15,16]。Goa和德干高原地区的砖红壤样品 χ_{ARM} (图3b),均值为 $234.03 \times 10^{-8} \text{ m}^3/\text{kg}$;玄武岩风化红土均值为 $1949.94 \times 10^{-8} \text{ m}^3/\text{kg}$;玄武岩均值为 $2733.41 \times 10^{-8} \text{ m}^3/\text{kg}$,玄武岩系列样品大于砖红壤。表明玄武岩及其风化半风化红土样品中SD颗粒含量高于砖红壤。

等温剩磁主要由亚铁磁性和不完全反铁磁性矿物贡献^[17]。本实验将最高外加磁场1T的等温剩磁(IRM)定义为SIRM,其值主要受亚铁磁性矿物的含量、类型及其磁性矿物的磁晶粒度影响,并认为其大小主要来源于亚铁磁性矿物中SD以及多畴(MD)颗粒的贡献^[18]。Goa和德干高原地区的砖红壤的SIRM均值为 $1816.94 \times 10^{-5} \text{ Am}^2/\text{kg}$ (图3c),变化范围在 $556.84 \times 10^{-5} \sim 3223.61 \times 10^{-5} \text{ Am}^2/\text{kg}$ 之间;玄武岩风化红土和半风化红土SIRM范围为 $2785.35 \times 10^{-5} \sim 32118.20 \times 10^{-5} \text{ Am}^2/\text{kg}$,均值为 $10282.41 \times 10^{-5} \text{ Am}^2/\text{kg}$;玄武岩母质SIRM的值均大于 $9193.45 \times 10^{-5} \text{ Am}^2/\text{kg}$ (图3c),与 χ_{ARM} 一样,显示出玄武岩系列样品大于砖红壤。表明玄武岩及其风化红土样品所含亚铁磁性矿物高于砖红壤样品。

3.1.2 $\chi_{fd}\%$ 、 χ_{ARM}/χ 、 $\chi_{ARM}/SIRM$ 与 $SIRM/\chi$

百分比频率磁化率($\chi_{fd}\%$)值的变化可以来反

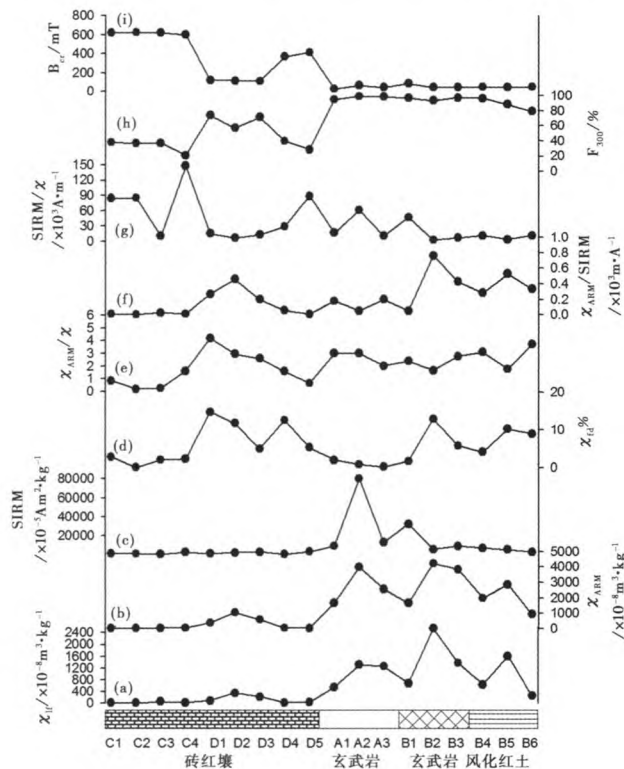


图3 砖红壤、玄武岩及其风化红土的常温磁学特征

Fig. 3 Room temperature magnetic properties of laterite, basalt and weathered basalt

映样品中超顺磁 (SP) 颗粒的存在及其相对含量^[17~21]。Dearing^[22]提出应用 $\chi_{fd}\%$ 半定量估计 SP 颗粒含量的模式, 当 $\chi_{fd}\% < 3\%$ 时, 样品基本不含 SP 颗粒 (其值可能只是 Bartington 磁化率仪测量时的噪声); $3\% \leq \chi_{fd}\% \leq 10\%$ 时, 样品中同时含有 SP 颗粒和粗颗粒; 当 $10\% \leq \chi_{fd}\% \leq 14\%$ 时, 说明样品中主要为 SP 颗粒 (含量 $\geq 75\%$)^[18]。砖红壤样品的 $\chi_{fd}\%$ 均值为 6.21%, 玄武岩风化红土 $\chi_{fd}\%$ 均值为 7.21%, 玄武岩样品的均值为 0.95% (图 3d)。砖红壤样品和风化半风化玄武岩样品的值比较相近, 它们均高于玄武岩, 说明砖红壤和玄武岩风化红土样品中同时含有 SP 颗粒和粗颗粒。

χ_{ARM}/χ (图 3e) 和 $\chi_{ARM}/SIRM$ (图 3f) 在以磁铁矿为主的样品中表示 SD 颗粒对磁化率和剩磁的整体贡献^[23], 如果样品中含有一定量的高矫顽力矿物, 往往使结果变得复杂。砖红壤 χ_{ARM}/χ 均值为 1.65×10^{-3} , $\chi_{ARM}/SIRM$ 均值为 $0.13 \times 10^{-3} \text{ m/A}$; 玄武岩风化红土 χ_{ARM}/χ 均值 2.58×10^{-3} , $\chi_{ARM}/SIRM$ 均值为 $0.30 \times 10^{-3} \text{ m/A}$; 玄武岩 χ_{ARM}/χ 均值 2.69×10^{-3} , $\chi_{ARM}/SIRM$ 均值为 $0.14 \times 10^{-3} \text{ m/A}$ 。

$SIRM/\chi$ (图 3g) 指示磁性矿物颗粒大小和类型, 高值代表 SD 浓度高^[13], 但是如果样品中含有

大量的赤铁矿, 会导致该比值升高。砖红壤的均值为 $53.28 \times 10^3 \text{ A/m}$, 风化半风化玄武岩的均值为 $13.46 \times 10^3 \text{ A/m}$, 玄武岩的均值为 $29.22 \times 10^3 \text{ A/m}$, 总体显示出砖红壤 > 玄武岩 > 玄武岩风化红土。

χ_{ARM}/χ (图 3e) 和 $\chi_{ARM}/SIRM$ (图 3f) 显示玄武岩及其风化半风化样品的 SD 大于砖红壤, 而 $SIRM/\chi$ (图 3g) 却表明砖红壤大于玄武岩和玄武岩风化红土样品, 说明砖红壤中含有大量的赤铁矿而使得 $SIRM/\chi$ 增大。

3.1.3 F_{300} 与 B_{cr}

磁化系数 F_{300} 表示为 IRM_{300mT} 与饱和等温剩磁 SIRM 的比值, 可以反映样品中亚铁磁性矿物的比例, 亚铁磁性矿物越多, 其比值越接近 100%^[24]。砖红壤的 F_{300} 的平均值为 44.98%; 玄武岩风化红土变化在 79.04% ~ 97.38% 范围, 均值为 91.97% (图 3h), 玄武岩变化范围小, 均值为 97.68%。总体表现为玄武岩 > 玄武岩风化红土 > 砖红壤。由此可知, 玄武岩样品中的亚铁磁性矿物相对含量普遍高于砖红壤, 随着风化增强, 部分亚铁磁性矿物转化为反铁磁性矿物, 因此玄武岩风化红土样品中亚铁磁性矿物比例下降, 砖红壤所含亚铁磁性矿物比例低, 而含较高比例反铁磁性矿物。

B_{cr} 表示样品从获得饱和等温剩磁 SIRM 后剩磁降低到零所需施加的反向磁场的强度^[11]。 B_{cr} 的大小反映了样品中软硬磁性矿物的比例。软磁性矿物 (比如磁铁矿、磁赤铁矿) 的 B_{cr} 较小, 而硬磁性矿物 (比如赤铁矿、针铁矿) 的 B_{cr} 较大。砖红壤样品的 B_{cr} 均值为 399.24mT, 为最大, 总体趋势表现为砖红壤大于玄武岩系列样品, 与 F_{300} 结果一致; 玄武岩风化红土样品 B_{cr} 均值为 52.94mT (图 3i), 玄武岩的均值为 46.46mT, 可见后两者以软磁性矿物为主, 在磁性矿物种类方面与砖红壤 (以硬磁性矿物为主) 存在很明显差别。说明砖红壤在成土过程中形成了较多的硬磁性矿物, 而玄武岩风化红土样品与玄武岩接近, 含有较多的软磁性矿物, 与 F_{300} (图 3h) 所反映磁性矿物类型吻合。

3.1.4 磁滞回线

图 4 是未进行顺磁校正的样品的磁滞回线, 它大致显示了样品中磁性矿物的软硬组分的相对比例, 以及磁化强度 (M_s)、剩余磁化强度 (M_r)、矫顽力 (B_c) 等重要磁性信息。砖红壤系列 C1、C2、C3、D1、D2 和 D3 样品 (图 4a~4f) 的磁滞回线, 显示了磁性矿物组成从硬磁性占优势, 渐变为软磁性矿物的变化过程。图 4a~4c 形态相近, 呈“粗腰”

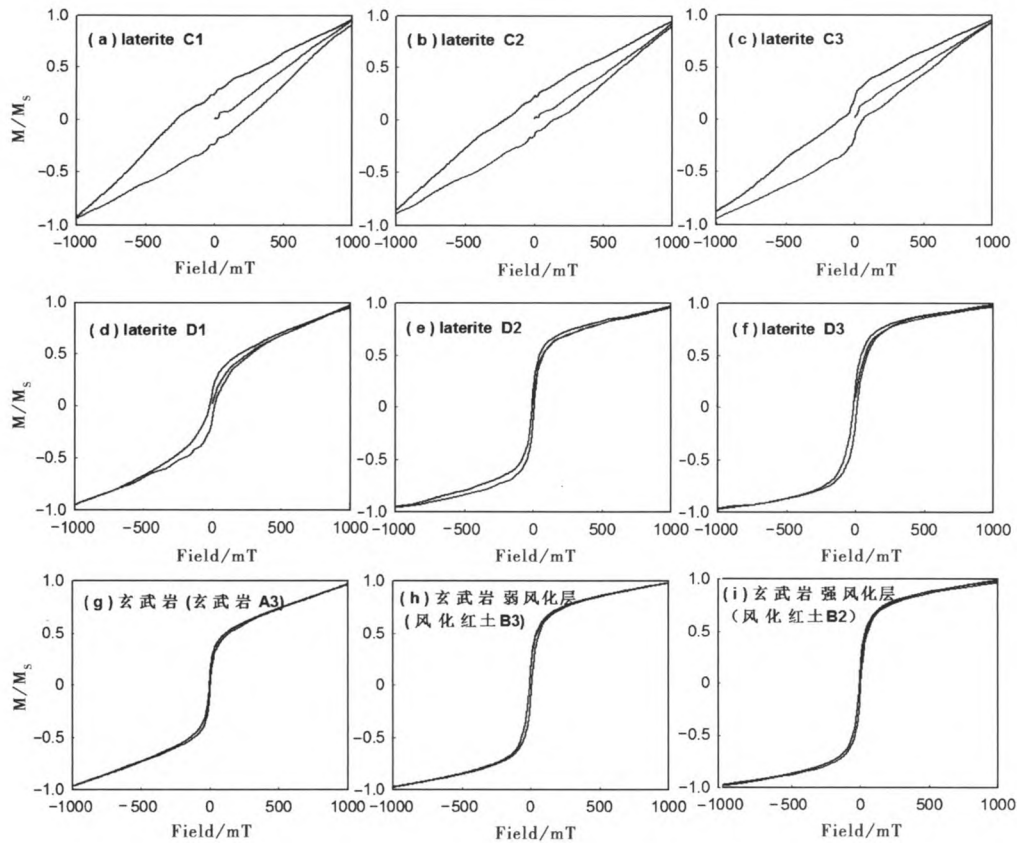


图4 各样品磁滞回线

Fig. 4 Magnetic hysteresis loops of selected samples

型,各样品曲线在 1T 磁场下还尚未完全闭合,说明硬磁性矿物在样品中占绝对优势^[25]。尤其 4a 和 4b 样品的磁滞回线粗腰形态一致,表明硬磁矿物在该样品中占优势。图 4c 的磁滞回线仍以硬磁矿物占优势,但是已经显示了近原点处低磁场条件下的发生软磁“扭曲”,变成了“蜂腰”形态。蜂腰形态所呈现的扭曲程度不同,则反映了样品中软磁和硬磁性矿物的相对含量不同^[25]。图 4c 的磁滞回线形态表明,C3 样品除了硬磁性矿物之外,已经含微量软磁性矿物,即同时含有硬磁性和软磁性矿物。D1 样品磁滞回线显示了更加明显的软磁性矿物的扭曲(图 4d),表明该样品的软磁性矿物的含量又稍高于 C3 样品(图 4c)。磁滞回线除了低磁场扭曲程度可以判别是否存在软磁性矿物,以及软磁性/硬磁性矿物的相对比例之外,磁滞回线的高场磁化率也可以大体表征这样信息^[25]。高场磁化率通常指 300mT 以上磁场下,所加的磁场与所获得的磁化强度比值,它可以直观形象地表示为磁滞回线 >300mT 部分的斜率^[26]。斜率大,则硬磁性组分高,如图 4a 斜率明显比图 4d 高。由于所加的磁场不能使硬磁性矿物如赤铁矿和褐铁矿饱和,因此硬

磁性矿物在磁滞回线测量中无法与顺磁性矿物区分开来,即高场磁化率既有硬磁性矿物也有顺磁性矿物的贡献。

砖红壤 D2 和 D3 样品的磁滞回线形态则显示含有更高比例软磁性矿物,形态也更接近亚铁磁性矿物。但是根据其微弱的“蜂腰”(图 4e 和 4f)形态特征,可以判别它们样品中的软磁性矿物的相对含量较 D1 样品(图 4d)更高些,图 4e 的 D2 样品的高场磁化率比图 4f 的 D3 稍平缓些,表明后者样品含软磁性矿物的比例更高些。从总体看,砖红壤样品磁滞回线形态从“粗腰”变为“蜂腰”,再变为近似亚铁形态,显示了砖红壤样品中软、硬磁性矿物相对含量存在很大的变化。

玄武岩系列样品,包括玄武岩和玄武岩风化红土,它们的磁滞回线(图 4g、4h 和 4i)形态高而瘦,矫顽力(B_c)较小,在外加场为 500mT 左右曲线开始闭合,表明其主要的载磁矿物为亚铁磁性矿物。玄武岩母质样品与其风化红土样品的曲线形态没有明显差别。但是玄武岩的高场部分具有稍高的斜率(图 4g),说明玄武岩比其风化红层含稍高比例的顺磁性/或硬磁性矿物。由于玄武岩风化红土

是从玄武岩风化形成的, 因此可以判断, 玄武岩风化红土中较多的亚铁磁性矿物可能是在风化成土过程中增加形成的。

3.2 高温磁学特征

热磁分析包括磁化强度随温度的变化 (M - T 曲线) 和磁化率随温度的变化 (κ - T 曲线) 测量。根据样品加热过程中磁性矿物的相变所反映出来的居里温度或尼尔温度来鉴别磁性矿物种类^[27,28]。磁化率还受到磁性矿物颗粒大小的影响, 因此 κ - T 曲线还反映样品加热过程中磁性矿物磁畴的变化^[29]。

图 5a、5b、5c、5g、5h 和 5i 分别是砖红壤 C1、C2、C3、D1、D2 和 D3 样品 M - T 曲线, 图 5d、5e、5f、5j、5k 和 5l 是与之对应的 κ - T 曲线。砖红壤 C1 的尼尔温度为 650℃ 左右 (图 5a), 是曲线唯一

转折, 表明样品存在单一磁性矿物赤铁矿, 结合室温条件下测量的磁滞回线 (图 4a) “粗腰” 型特征及砖红壤 C1 的 B_{cr} (图 3i) 大于 600mT 以及 38.32% 左右的 F_{300} (图 3h), 可确认该磁性矿物是硬磁性的赤铁矿, 可能是由于砖红壤形成过程中强烈的风化作用造成 Fe、Al 富集, 导致赤铁矿晶格中的 Fe 部分被 Al 替代, 造成其尼尔温度的略为降低^[30]。砖红壤样品 C2 与样品 C1 大体相似, 加热曲线的尼尔温度点约为 675℃, 说明主要磁性矿物也为赤铁矿。但是该冷却曲线与加热曲线不可逆, 冷却曲线的尼尔温度约为 645℃, 表明加热过程中部分赤铁矿被改变成为磁赤铁矿, 使得磁化强度增加。同样的 C2 号样品在 κ - T 曲线测量时也表现出磁铁矿、磁赤铁矿和赤铁矿同时存在, 甚至基本可逆 (图 5e)。但是我们根据热磁分析判别磁性矿物, 是为了了解该样

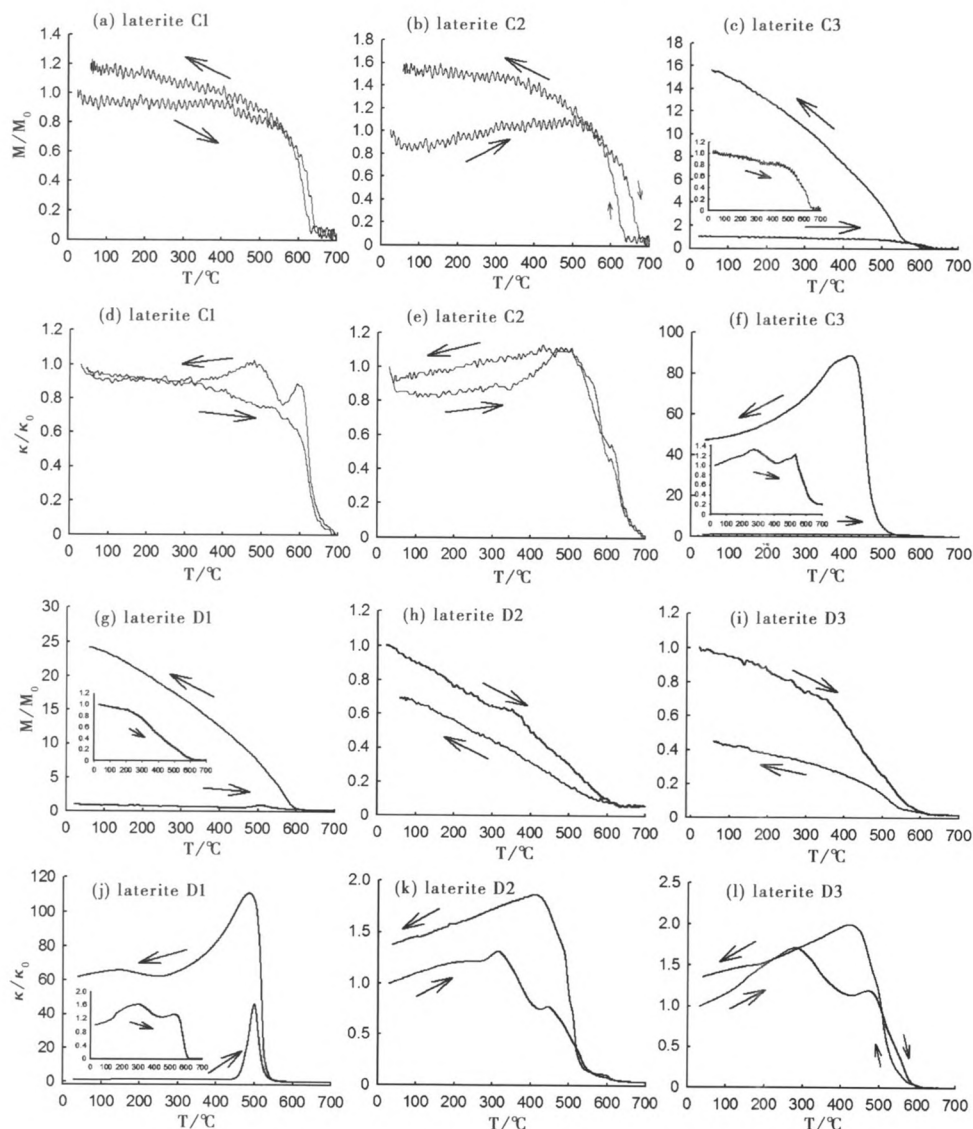


图 5 6 个砖红壤 M - T 和 κ - T 曲线

Fig. 5 M - T and κ - T curves of 6 laterite samples

品在室温条件下的矿物情形,加热过程的氧化作用,可能会产生矿物变化,因此需要结合其常温条件下测量的磁滞回线特征来综合考虑。由于C2号样品的磁滞回线显示了硬磁性特征(图4b),较高的矫顽力及较低的 F_{300} (图3h),因此可以确认赤铁矿是该样品主导磁性矿物。砖红壤样品C3、D1、D2和D3的M-T曲线(图5c、5g、5h和5i)均在300~400℃之间存在微弱的降低,可能指示着热不稳定的磁赤铁矿在加热过程中转变为赤铁矿所致,这一现象在它们的 κ -T曲线(图5f、5j、5k和5l)反映的更加明显。在这4个样品中,样品C3的M-T曲线在320℃前后有个轻微转折,在650℃转折显著(图5c),而它的 κ -T曲线也显示为近650℃转折,结合该样品常温测量的磁滞回线特点(图4c)可知,该样品磁性矿物以赤铁矿为主,含微量磁赤铁矿;但是它们加热曲线的尼尔温度都比675℃低,这是因为加热过程中磁性矿物发生了一定程度的改变,可能是由于赤铁矿在加热过程中晶格中更多的Fe被Al替代,造成其尼尔温度的降低^[30]。另外D1、D2和D3砖红壤样品的M-T曲线均显示着620~630℃居里温度(图5g、5h和5i),但是它们 κ -T曲线除了D2有所表现(含少量磁赤铁矿,更多为磁铁矿,见图5h),而其它两样品的 κ -T测量则无磁赤铁矿,只显示含磁铁矿。同样的样品在测量 κ -T曲线和M-T曲线所反映出不同的磁性矿物种类,很可能与测量仪器的加热环境有关^[31]。

图6a、6b和6c分别是玄武岩母质样品A3、玄武岩弱风化层B3和玄武岩强风化层样品B2的

M-T曲线,6d、6e和6f是与之对应的 κ -T曲线。玄武岩母质样品A3的M-T及 κ -T加热曲线,均清楚地显示了近570℃居里温度,说明磁铁矿是母质玄武岩主要含铁矿物。玄武岩风化红土B3号和B2号样品分别是玄武岩弱风化层和玄武岩强风化层样品,它们的M-T曲线特点与中国第四纪黄土古土壤^[32]十分相似,曲线从室温至120℃轻微下降(图6b和6c),可能与针铁矿存在有关(与野外观察褐黄色一致);在350℃附近有个比较明显转折,表明受热不稳定磁赤铁矿转变成为赤铁矿^[31]。曲线显示居里温度约620℃,磁化强度大幅降低,接近于零,暗示着样品中含有大量的磁赤铁矿,或者磁赤铁矿化的磁铁矿。但是磁化强度依然还没有降低到零,而是仍保留一定的磁化强度并随温度增加渐渐降低,表明可能还仍然有赤铁矿的存在。

3.3 粒度分布特征

图7a和7b分别是德干高原砖红壤D1、D2和D3(图2g底部红土)和玄武岩风化红土B2、B3和B6(图2d红土)的粒度分布曲线。砖红壤样品显示3个粒度峰值(图7a),分别大致在0.5 μm 、6 μm 和100 μm ,而且细粒组分的含量要比粗粒组分高许多。中国黄土高原样品同样有3个粒度组分,即0~2 μm 超细组分、2~10 μm 细组分和10~100 μm 粗组分,它们分别代表成壤过程生成、西风环流高空远距离搬运和相对近距离的东亚冬季风搬运3种形成方式^[33~36]。砖红壤样品的粒度分布较中国黄土相比存在明显差别,或者“相反”的特征:中国黄

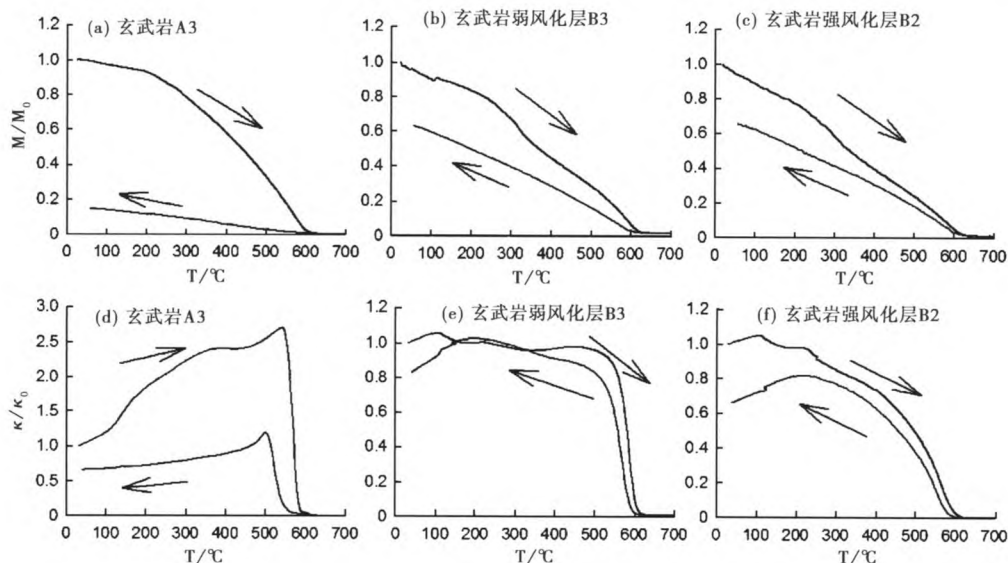


图6 玄武岩风化红土及玄武岩母质 M-T 和 κ -T 曲线

Fig. 6 M-T and κ -T curves for samples of weathered basalt and parent material basalt

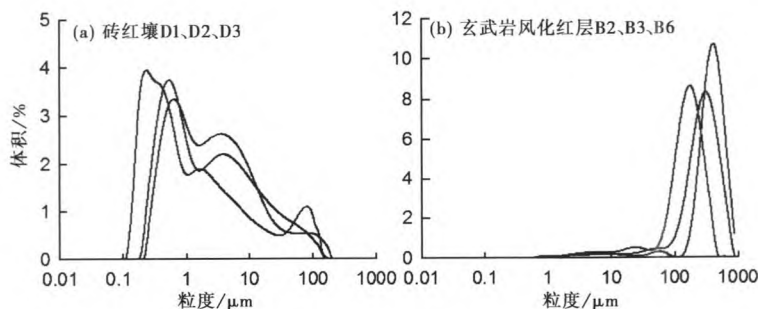


图7 砖红壤(a)和玄武岩风化红土(b)粒度分布曲线图

Fig. 7 Grain size frequency distribution curves of laterite (a) and red soil weathered from basalt (b)

土3个粒度峰值,通常粗粒组分百分含量最高,细粒成土组分百分含量最低^[33~36],而印度砖红壤底部红土恰好相反,0~2 μm 超细组分的含量百分比为最高(图7a)说明其粒度总体偏细,可能暗示着其受到了更强的原地成土风化作用,导致<2 μm 组分的含量大幅度升高。玄武岩风化红土样品显示两个粒度峰值(图7b),主要集中在大于100~1000 μm 的粒径范围,少量在30 μm 附近,相比于砖红壤,玄武岩风化红土的粒径明显较粗大,是风动力无法高空远距离搬运的粒径范围。这些粒度特点展示了德干高原原地风化形成的玄武岩风化红土与它之上砖红壤铁壳层存在明显的差异。

4 讨论

4.1 砖红壤、玄武岩风化红土磁学与粒度特征

上述磁学分析的3组样品分别是玄武岩、玄武岩风化红土和砖红壤。玄武岩是基性岩,磁铁矿是其主要磁性矿物(图6);玄武岩风化红土含磁赤铁矿(或磁赤铁矿化磁铁矿)为主,以及少量褐铁矿(图6)。这两类样品均以软磁性矿物为主要特点,磁滞回线为瘦高型,具有较低的剩磁矫顽力,较高的磁化率和 F_{300} (图3)。

玄武岩风化红土发育在上下玄武岩喷发间断,它从顶部向下到母质玄武岩,其风化成土程度由强到弱(图2d),磁性矿物均以磁赤铁矿为主(图6)。从风化颜色来看,上部为褐红色,下部为褐黄色(图2d),表明存在透水性差别:上部透水性好,下部湿润,上部为赤铁矿呈褐红色,下部为针铁矿呈褐黄色。虽然褐红色表明样品存在赤铁矿,但由于赤铁矿的强度要远远低于磁赤铁矿,因此在两者同时共存的情况下,赤铁矿的信号会被磁赤铁矿压制,就可能难以体现出来。如果仔细观察,该样品600 $^{\circ}\text{C}$ 之上的磁化强度,不象玄武岩样品直接为零

(图6a),而是慢慢趋向零(图6b和6c),显示着赤铁矿的存在。该磁赤铁矿磁化强度随温度变化曲线与中国黄土古土壤的曲线很相似,可能也是磁颗粒表面被磁赤铁矿化的磁铁矿。因此,这类型磁赤铁矿的居里温度与磁铁矿被氧化程度有关,于是它的居里温度介于磁铁矿和赤铁矿之间(570~670 $^{\circ}\text{C}$)^[37]。

磁性矿物在成土过程中的生成转化与环境因素密切相关^[38]。砖红壤6个样品显示了磁学性质存在很大变化,事实上它们来自两类不同样品。当样品采自具有蠕虫状结构的铁壳层砖红壤,热磁测量则显示样品主要含赤铁矿,甚至含微量磁赤铁矿。这些矿物导致了砖红壤的磁滞回线显示出“粗腰”或者“扭曲蜂腰”的形态(图4),这类样品中无软磁组分,或者只含微量软磁组分、而硬磁性赤铁矿含量占绝对优势,故磁滞回线显示“粗腰”或者“扭曲蜂腰”(图4a、4b和4c)。另外一组样品显示硬磁性矿物的相对含量少,而软磁性多的特征,其样品是采自德干高原砖红壤之下的红土(图2g),它们磁滞回线形态近似高而瘦(图4d、4e和4f),具有低磁化率、低剩磁矫顽力以及相对高的 F_{300} (图3h)。

具有蠕虫状结构的砖红壤是铁铝质胶结的硬壳层,难以分离做粒度分析。砖红壤粒度分析样品也是采自德干高原砖红壤之下的红土(图2g)。这些样品粒度显示存在3个峰,它们的峰值主要集中在小于100 μm 的范围内。而玄武岩风化红土的粒度较大,峰值则主要集中在100~1000 μm 之间(图7)。不同的粒度分布曲线特征可能显示了不同物源。

这里的砖红壤之下红土层(图2g)位于Arthur's Seat(1347m)玄武岩之上,位于玄武岩顶层和砖红壤底部之间,与德干高原Panchgini Tableland(1334m)一岩洞显示砖红壤铁壳层基底处均质红土

(图 2h)一样层位。这一层红土被认为是来自砖红壤风化形成^[1,9]。为了方便以下讨论,这里把这层红土称为砖红壤红土。砖红壤具有蠕虫状土壤结构,磁性矿物以赤铁矿为特点,而砖红壤红土以磁赤铁矿为特征,并且滴盐酸产生微弱汽泡。该红土中出现的软磁性矿物磁赤铁矿是在风化成土过程中形成。同样是风化红土,玄武岩风化红土颜色略带紫色,而砖红壤红土带土红色(图 2),图 7 显示的粒度方面存在明显差别,砖红壤红土粒度细小,主要分布在 100 μm 以下,而玄武岩风化红土粒度粗一些,以大于 100 μm 粒径为主,这可能可以作为它们来自不同母质的证据。

4.2 玄武岩原地风化形成砖红壤的可能性

印度南方热带气候广大地区地表普遍发育着砖红壤,而且覆盖在各种年代各种岩性之上,通常被认为砖红壤是从母岩原地风化形成^[3]。德干高原由岩性单一的玄武岩组成,喷发间歇时期,地表玄武岩就被原地风化形成了红土层。玄武岩顶部之上发育着厚约 25m 的砖红壤,不同学者对该砖红壤的成因存在不同看法。根据砖红壤和下伏玄武岩地球化学特点的相似性,Widdowson 与 Cox^[7]认为德干高原砖红壤是由下伏顶层玄武岩原地风化形成,但是 Ollier 和 Sheth^[1]不赞同,首先质疑 25m 厚砖红壤没有明显残积特征;其次质疑如此厚(25m)的富铁硬壳层需要多厚的母质层才能满足,他们研究认为德干高原砖红壤的铁铝质的富集具有侧向移动特征,并非垂直向下。他们提出该砖红壤可能是沿着过去古河道形成的,而今风化作用将古地形倒置,即过去的谷底现在成为了山峰^[1],于是砖红壤就出现在现在的山顶。

显然,如果认为砖红壤是由顶层玄武岩原地风化形成,那么这 25m 厚的砖红壤应当是可以找到从上而下不同风化程度的成土层次,这种原地残积形成过程就会形成由上而下风化程度由强变弱,土壤发育由强到弱而产生的不同土壤层次。如同玄武岩喷发间断所形成的 3m 厚风化红土层,自上而下发育了不同土壤层次(图 2d)。3m 厚的玄武岩风化层尚且分异出不同程度的成土层次,25m 厚的砖红壤如果真的是原地风化形成,那么玄武岩就可能会观察到由上而下所形成的风化程度差别,以及风化不均匀而残留的玄武岩碎块。而且处在 25m 的底部,降雨到达较少,风化程度应当较弱,而会出现渐渐变多的残积半风化玄武岩母质碎屑。但事实是我们

的野外并没有观察到这些特征。德干高原 25m 厚的砖红壤(图 2b、2f 和 2h)似乎发育得比较均匀,没有明显自上而下由于风化程度差异而形成的不同颜色或不同层次;即使在 25m 的砖红壤基底深处(图 2h),依然看到颜色均匀,发育着赤铁矿红色为主的砖红壤。赤铁矿鲜艳红色显示着强风化特征,与它所处的 25m 深处弱风化位置不相吻合。如此现象说明,25m 厚德干高原砖红壤不太可能是由顶层玄武岩原地自上而下风化形成。

此外,在砖红壤 25m 深处之基底还发育着一层砖红壤红土层(图 2g 和 2h),而且认为该红土层是从砖红壤进一步风化形成的^[1,10]。那么,不论是原地残积风化还是侧向迁移的说法都遇到了难题:如何解释 25m 深处砖红壤的形成?按照原地残积风化解,25m 底部风化程度应当很弱,很弱的风化条件又怎能形成砖红壤?更难以解释的是,在很弱的风化条件下砖红壤形成后,却能够将砖红壤进一步风化成为红土?按照侧向迁移的说法,同样难以解释砖红壤和砖红壤之下红土层怎么侧向迁移形成了砖红壤和红土不同的两层?

以上讨论说明,德干高原砖红壤成因的两种假说,原地残积风化假说和侧向迁移的假说都遇到了难以解释的科学问题,或许我们需要换个角度来思考,以求得到更合理的解释。

4.3 风积物加积成土形成砖红壤可能性

25m 厚的砖红壤具有上下均匀发育特点^[1],反映了砖红壤可能是在加积过程中形成。尤其是在玄武岩和砖红壤之间,还发育着砖红壤红土。它是在玄武岩喷发结束后,砖红壤形成之前的红土发育。这层红土具有风积物粒度(<100 μm)特征,明显比玄武岩风化红土粒级(>100 μm)更细。据此推测,晚白垩纪结束玄武岩喷发之后,冬季风就给德干高原带来了粉尘堆积。因为只要存在海陆差别,就可能存在季风。该红土粒度分布曲线显示(图 7a),在 3 个峰之中,其中细粒成土<2 μm 组分为最主要的峰,其余两峰均较弱。这种情况恰与中国黄土古土壤^[35,37,39,40]相反(表现为<2 μm 成土组分低;而>1 μm 风积两组分百分比高),由此得知,当时冬季风较弱,降尘输出量少,因此风积物沉积速率低(表现为>1 μm 两组分百分比低),但是相比之下风化成土却很强(<2 μm 成土组分显示百分比高),它使得降尘在地表成土过程中,细粒组分在该成土环境下得到不断发展增强。

该红土层与上覆的砖红壤存在明显差别, 最明显差别是外貌上胶结程度差别, 砖红壤为铁铝质胶结, 而其下伏红土似为泥质胶结(图 2g 和 2h)。可能说明了当时的气候还不是现代热带条件那么湿热, 而是大体继承了发育玄武岩风化红土时的气候条件。但是玄武岩红土发育针铁矿(图 2d、图 6b 和 6c), 而砖红壤红土(图 2g、图 5h 和 5i) 没有, 据此推测砖红壤红土发育时期与其温度相近(或者更高), 而降雨量稍低些(或者蒸发量增强), 因此主要形成磁赤铁矿和赤铁矿(针铁矿不明显)。随后, 气候有个明显转折, 更接近现代显著的热带特征, 温度、降雨量以及蒸发量三者之间形成一种新的、相对稳定的搭配, 最终在地表不是形成红土, 而是形成了铁质高度富集的砖红壤(铁壳层)。这个形成过程是风积物成土过程, 是从下而上持续不断进行——从玄武岩喷发结束的晚白垩纪开始^[1], 一直到现在都在慢慢地持续进行着。在热带气候合适的水热条件下, 沉积物不断地加入, 同时不断地风化成土形成, 于是土层不断地加高, 不断地增厚, 大约经历了 65Ma^[1,4], 终于在德干高原玄武岩顶部累积形成了 25m 厚的砖红壤。

中国黄土-古土壤序列就是在风积物不断地加入过程中形成的, 而形成过程中的气候冷暖差别造成了黄土和古土壤层之间的反差^[37,41-44]。这种黄土和古土壤之间的成土差别在黄土高原得到明显体现, 向东南方向随着温度和降雨量增加, 风积物成土增强均变成以红色为主^[45-47], 或这种红色-黄色差别渐渐模糊, 形成了南京下蜀土^[48]和安徽宣城网纹红土^[49], 或者类似于甘肃新近纪红粘土^[50], 均为褐红色, 虽有深浅变化, 但层与层之间的颜色反差变小。合适的气候条件最终可以导致形成的热带砖红壤均匀发育, 缺乏明显的层次。上述粒度研究显示了德干高原砖红壤与中国黄土古土壤存在同样的风积与成土粒径特征, 它可以作为一个证据证明砖红壤红土可能来自风积物, 支持着这种砖红壤加积形成的可能性。因为只有风积物的加积成土过程, 才能够自下而上发展; 只有不断地加积不断地成土, 才可能导致德干高原 25m 厚的砖红壤剖面自上而下不能发现由强变弱的风化特征, 以及在 25m 砖红壤中找不到残留的玄武岩母岩碎屑。

印度德干高原存在这种不断提供风积物的来源。德干高原西北方向就是印度和巴基斯坦交界的印度沙漠, 首都新德里就位于印度沙漠不远的边缘。在喜马拉雅山南坡早有黄土报道^[51,52]; 最近在

德干高原残留的玄武岩台地(平顶山)砖红壤铁壳层之上, 发现了风积黄土^[7], 说明风积物确实沉积在德干高原之上; 此外, 野外观察到德干高原遍地树木和草丛根部所拦截的风积物^[1], 都是风积物沉积在德干高原的实际证据。印度每年多次沙尘暴报道^[53]则说明, 在砖红壤发育的地质时期, 沙尘暴同样也会提供着风积物来源。

中国第四纪以来风积物堆积了 100 多米厚的黄土高原, 而且风积物至少可以追索到中新世^[54-58]。甘肃西峰约 6Ma 以来堆积的风积物厚 220m^[50], 甘肃秦安 6~22Ma 之间堆积了 250m 厚的风积物^[54], 即在黄土高原 22Ma 以来共堆积风积地层 470m。那么, 在喜马拉雅山南坡的印度广大地区, 这些时代的风积物也没有理由完全缺失, 只是在不同气候条件下风积物被改造为不熟悉的地质外貌, 不易被人们所认识。Ollier 和 Sheth^[1]曾质疑德干高原 25m 厚硬壳砖红壤需要多少母质才能够带来足够的铁来富集; 如果以中国黄土高原为参考, 22Ma 以来可能就有 470m 厚的风积物的铁可供富集, 那么如果参考同样的风积速率, 在 22~65Ma 之间的 33Ma 中, 也会有相应厚度(>470m 厚)的风积物沉积下来, 提供 25m 厚砖红壤成土母质和铁质富集。

以上这些分析说明, 印度德干高原顶部砖红壤存在一种可能性: 它是在热带气候条件下由不断添加的风积物逐渐风化形成的。而且新生代风积物可以覆盖在早期存在的不同岩性之上, 砖红壤风积成因可能为理解印度热带地区广泛分布砖红壤的原因提供一种新的思路。

尽管在德干高原平顶山洼地发现了厚约 1m 现代黄土, 但是风积物加积的解释同样也面临着一个问题需要验证: 热带多雨条件下风积物可以得到保存和成土吗?

5 结论

本文通过对印度德干高原的砖红壤、玄武岩及其风化红土的结构性质及其磁学、粒度等参数进行了详细的分析与探讨, 得到以下结论:

(1) 详细的环境磁学及岩石磁学数据表明, 砖红壤、玄武岩及玄武岩风化红土的主导磁性矿物存在很大的差别: 玄武岩的磁性矿物为磁铁矿, 玄武岩风化红土磁性矿物为磁赤铁矿和赤铁矿, 而玄武岩顶部发育着的砖红壤主要磁性矿物是赤铁矿, 还有少量针铁矿和微量磁赤铁矿, 在玄武岩和砖红壤之间发育的砖红壤红土, 其磁性矿物以磁赤铁矿为主。

(2)在粒度分布方面,砖红壤红土的颗粒较细,粒度组成与中国黄土相似,粒径分布主要区间比中国黄土偏细,即成土组分比例显著更高,而风积组分比例低。玄武岩风化层颗粒粒径相对较粗,粒度主要分布在 100~1000 μm 。这些差异可能指示着它们的形成环境及母质来源不同。

(3)德干高原顶部砖红壤的成因存在玄武岩原地风化残积形成与侧向迁移形成的假说。但是面对 25m 厚砖红壤却没有显示自上而下风化程度由强变弱的明显变化,以及没有发现残留玄武岩碎屑,这两种假说都难以解释。因此本文提出一种新的假说:这些砖红壤极有可能是在热带气候条件下由于风积物不断加积成土形成的,而最近在砖红壤顶部发现的残留黄土堆积为这一假说提供了直接的证据,且其西北方向的印度沙漠可能提供了风积物的来源。

致谢 感谢吴海斌、吉金平指导实验测量,感谢庄诗易和马春玲协助实验室测量;特别需要感谢的是审稿专家和编辑部杨美芳老师提出的建设性修改意见。

参考文献 (References)

- Ollier C D, Sheth H C. The High Deccan duricrusts of India and their significance for the 'laterite' issue. *Journal of Earth System Science*, 2008, **117**(5): 537~551
- Ghosh S, Guchhait S K. Characterization and evolution of primary and secondary laterites in northwestern Bengal Basin, West Bengal, India. *Journal of Palaeogeography*, 2015, **4**(2): 203~230
- Narayanaswamy S. Geochemistry and genesis of laterite in parts of Cannanore District, North Kerala. Thiruvananthapuram: The Doctor's Dissertation of Cochin University, 1992. 7~41
- Schmidt P W, Prasad V, Ramam P K. Magnetic ages of some Indian laterites. *Palaeogeograph, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 1983, **44**(3~4): 185~202
- Hema Achyuthan. Geomorphic evolution and genesis of laterites around the east coast of Madras, Tamil Nadu, India. *Geomorphology*, 1996, **16**(1): 71~76
- Widdowson M. Tertiary palaeosurfaces of the SW Deccan, Western India: Implication for passive margin uplift. *Geological Society Special Publication*, 1997, **120**(1): 221~248
- Widdowson M, Cox K G. Uplift and erosional history of the Deccan Traps, India: Evidence from laterites and drainage patterns of the Western Ghats and Konkan coast. *Earth and Planetary Science Letters*, 1996, **137**(1~4): 57~69
- 周子博, 刘秀铭, 吕 镔等. 印度德干高原 Panchgini 地区黄土性质初探. *第四纪研究*, 2016, **36**(2): 354~366
Zhou Zibo, Liu Xiuming, Lü Bin *et al.* The basic character of loess in Panchgini, Deccan Plateau, India. *Quaternary Sciences*, 2016, **36**(2): 354~366
- 孙士海, 葛维钧. 印度. 北京: 社会科学文献出版社, 2003. 18~19
Sun Shihai, Ge Weijun. India. Beijing: Social Science Academic Press, 2003. 18~19
- Pande Kanchan, Sheth Hetu. Guide for field trip 4: Deccan Traps. PAGES, 17~19 February, 2013
- 朱鹤健, 陈健飞, 陈松林等. 土壤地理学 (第 2 版). 北京: 高等教育出版社, 2010. 1~301
Zhu Hejian, Chen Jianfei, Chen Songlin *et al.* Soil Geography (Second Edition). Beijing: Higher Education Press, 2010. 1~301
- 龚子同. 中国土壤系统分类探讨. 北京: 科学出版社, 1992. 1~262
Gong Zitong. Discussion on Chinese Soil Taxonomic Classification. Beijing: Science Press, 1992. 1~262
- Thompson R, Oldfield F. Environmental Magnetism. London: Allen & Unwin, 1986. 1~486
- 刘青松, 邓成龙. 磁化率及其环境意义. *地球物理学报*, 2009, **52**(4): 1041~1048
Liu Qingsong, Deng Chenglong. Magnetic susceptibility and its environmental significance. *Chinese Journal of Geophysics*, 2009, **52**(4): 1041~1048
- Maher B A. Magnetic properties of some synthetic sub-micron magnetites. *Geophysical Journal International*, 1988, **94**(1): 83~96
- Evans M E, Heller F. Environmental Magnetism: Principles and Applications of Enviromagnetics. New York: Academic Press, 2003. 65~77
- Worm H U. On the superparamagnetic-stable single domain transition for magnetite, and frequency dependence of susceptibility. *Geophysical Journal International*, 1998, **133**(11): 201~206
- Oldfield F. Environmental magnetism—A personal perspective. *Quaternary Science Reviews*, 1991, **10**(1): 73~85
- Zhou L P, Oldfield F, Wintle A G *et al.* Partly pedogenic origin of magnetic variations in Chinese loess. *Nature*, 1990, **346**(6286): 737~739
- Liu Q S, Torrent J, Maher B A *et al.* Quantifying grain size distribution of pedogenic magnetic particles in Chinese loess and its significance for pedogenesis. *Journal of Geophysical Research*, 2005, **110**(B11): 102~110
- Liu Q S, Jackson M J, Banerjee S K *et al.* Mineral of the magnetic susceptibility enhancements of the Chinese loess. *Journal of Geophysical Research*, 2004, **109**(B12): 107~123
- Dearing J. Environmental Magnetic Susceptibility, Using the Bartington MS2 System (Second Edition). Kenilworth: Chi Publishing, 1999. 152
- Liu Q S, Jackson M J, Yu Y *et al.* Grain size distribution of pedogenic magnetic particles in Chinese loess/paleosols. *Geophysical Research Letters*, 2004, **312**(22): 267~274
- 王 涛, 刘秀铭, 吕 镔等. 新疆尼勒克黄土岩石磁学特征及变化机制研究. *第四纪研究*, 2014, **34**(3): 491~503

- Wang Tao, Liu Xiuming, Lü Bin *et al.* Study of rock magnetic properties and its variation mechanism of loess in Nileke, Xinjiang. *Quaternary Sciences*, 2014, **34**(3): 491~503
- 25 Dunlop D J, Özdemir Ö. *Rock Magnetism: Fundamentals and Frontiers* (Cambridge Studies in Magnetism). Oxford: Cambridge University Press. 1997. 46~59
- 26 Liu X M, Shaw J, Liu T S *et al.* Magnetic mineralogy of Chinese loess and its significance. *Geophysical Journal International*, 1992, **108**(1): 301~308
- 27 Van Velzen A J, Dekkers M J. The incorporation of thermal methods in mineral magnetism of loess-paleosol sequences: A brief overview. *Chinese Science Bulletin*, 1999, **44**(S): 53~63
- 28 Goguitchaichvili A, Morales J, Urrutia-Fucugauchi J *et al.* On the use of continuous thermomagnetic curves in paleomagnetism: A cautionary note. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences Series IIA—Earth and Planetary Science*, 2001, **333**(11): 699~704
- 29 Hrouda F. A technique for the measurement of thermal changes of magnetic susceptibility of weakly magnetic rocks by the CS-2 apparatus and KLY-2 Kappabridge. *Geophysical Journal International*, 1994, **118**(3): 604~612
- 30 姜兆霞, 刘青松. 影响赤铁矿中铝替代量的因素及其环境意义探讨. 第四纪研究, 2012, **32**(4): 608~614
Jiang Zhaoxia, Liu Qingsong. The effects of factors on aluminum substitution in hematite and its environmental significance. *Quaternary Sciences*, 2012, **32**(4): 608~614
- 31 刘秀铭, Shaw John, 蒋建中等. 磁赤铁矿的几种类型与特点分析. 中国科学: 地球科学, 2010, **40**(5): 592~602
Liu Xiuming, Shaw John, Jiang Jianzhong *et al.* The types and characteristics of maghemite. *Science China: Earth Sciences*, 2010, **40**(5): 592~602
- 32 郭雪莲, 刘秀铭, 吕 滨等. 天山黄土区与黄土高原表土磁性特征对比及环境意义. 地球物理学报, 2011, **54**(7): 1854~1862
Guo Xuelian, Liu Xiuming, Lü Bin *et al.* Comparison of topsoil magnetic properties between the loess region in Tianshan Mountains and Loess Plateau, and its environmental significance. *Chinese Journal of Geophysics*. 2011, **54**(7): 1854~1862
- 33 鹿化煜, 安芷生. 黄土高原红粘土与黄土古土壤粒度特征对比——红粘土风成成因的新证据. 沉积学报. 1999, **17**(2): 226~232
Lu Huayu, An Zhisheng. Comparison of grain-size distribution of red clay and loess-paleosol deposits in Chinese Loess Plateau. *Acta Sedimentologica Sinica*. 1999, **17**(2): 226~232
- 34 孙东怀. 中国黄土粒度的双峰分布及其古气候意义. 沉积学报, 2000, **18**(3): 327~335
Sun Donghuai. Bimode grain-size distribution of Chinese loess and its paleoclimate implication. *Acta Sedimentologica Sinica*, 2000, **18**(3): 327~335
- 35 孙东怀. 黄土粒度分布中的超细粒组分及其成因. 第四纪研究, 2006, **26**(6): 928~936
Sun Donghuai. Super-fine grain size components in Chinese loess and the paleoclimatic implication. *Quaternary Sciences*, 2006, **26**(6): 928~936
- 36 An Zhisheng, Wang Sumin, Wu Xihao *et al.* Eolian evidence from the Chinese Loess Plateau: The onset of the Late Cenozoic Great Glaciation in the Northern Hemisphere and Qinhai-Xizang Plateau uplift forcing. *Science in Chinese (Series D)*, 1999, **42**(3): 258~271
- 37 刘秀铭, 吕 滨, 毛学刚等. 风积地层中铁矿物随环境变化及其启示. 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. *Quaternary Sciences*, 2014, **34**(3): 443~457
- 38 胡鹏翔, 刘青松. 磁性矿物在成土过程中的生成转化机制及其气候意义. 第四纪研究, 2014, **34**(3): 458~473
Hu Pengxiang, Liu Qingsong. The production and transformation of magnetic minerals during pedogenesis and its paleoclimate significance. *Quaternary Sciences*, 2014, **34**(3): 458~473
- 39 乔彦松, 郭正堂, 郝青振等. 中新世黄土-古土壤序列的粒度特征及其对成因的指示意义. 中国科学 (D 辑), 2006, **36**(7): 646~653
Qiao Yansong, Guo Zhengtang, Hao Qingzhen *et al.* Grain-size features of a Miocene loess-soil sequence at Qin'an: Implications on its origin. *Science in China (Series D)*, 2006, **36**(7): 646~653
- 40 李 楠, 郝青振, 张绪教等. 东秦岭黄土物源的常量元素和微量元素地球化学证据. 第四纪研究, 2016, **36**(2): 332~346
Li Nan, Hao Qingzhen, Zhang Xujiao *et al.* Geochemical evidence for the provenance of loess deposits in the eastern Qinling Mountains, central China. *Quaternary Sciences*, 2016, **36**(2): 332~346
- 41 丁仲礼, 刘东生. 中国黄土研究新进展 (一) 黄土地层. 第四纪研究, 1989, (1): 24~35
Ding Zhongli, Liu Tungsheng. Progresses of loess research in China (Part 1) loess stratigraphy. *Quaternary Sciences*, 1989, (1): 24~35
- 42 郭正堂, 刘东生. 中国黄土-古土壤序列与古全球变化研究. 中国科学基金, 2000, **14**(2): 81~85
Guo Zhengtang, Liu Tungsheng. The loess-paleosol sequences in Northern China and past global environmental change. *Bulletin of National Natural Science Foundation of China*, 2000, **14**(2): 81~85
- 43 刘东生等. 黄土与环境. 北京: 科学出版社, 1985. 1~481
Liu Tungsheng *et al.* Loess and the Environment. Beijing: Science Press, 1985. 1~481
- 44 袁宝印, 郝青振, 徐钦琦等. 洛川黄土堆积粗颗粒变化记录与华北第四纪哺乳动物迁徙关系的初步探讨. 第四纪研究, 2015, **35**(6): 1480~1488
Yuan Baoyin, Hao Qingzhen, Xu Qinqi *et al.* A preliminary study on the relationship of climatic events recorded by coarse fractions in loess-paleosol sequence from Luochuan and southward migration of mammalian animals in North China. *Quaternary Sciences*, 2015, **35**(6): 1480~1488
- 45 叶 玮, 朱丽东, 李凤全等. 中国亚热带风尘沉积物磁学特征对比研究. 第四纪研究, 2013, **33**(5): 911~926

- Ye Wei, Zhu Lidong, Li Fengquan *et al.* Magnetic properties of the Quaternary sediments with aeolian dust characteristics in present subtropical China, and their implications for climate. *Quaternary Sciences*, 2013, **33**(5): 911~926
- 46 吉 茹, 胡忠行, 张卫国等. 浙江金衢盆地界首红土剖面磁性特征及环境意义. 第四纪研究, 2015, **35**(4): 1020~1029
- Ji Ru, Hu Zhongxing, Zhang Weiguo *et al.* Magnetic properties of the Jieshou red clay sequence in the Jinhua-Quzhou basin, Southeastern China and its paleoenvironmental implications. *Quaternary Sciences*, 2015, **35**(4): 1020~1029
- 47 吕 钊, 刘秀铭, 王 涛等. 花岗岩上发育的亚热带红土岩石磁学特征. 第四纪研究, 2014, **34**(3): 504~514
- Lü Bin, Liu Xiuming, Wang Tao *et al.* Rock magnetic properties of subtropical red soils developed on granite. *Quaternary Sciences*, 2014, **34**(3): 504~514
- 48 李徐生, 杨达源, 鹿化煜等. 皖南第四纪风尘堆积序列粒度特征及其意义. 海洋地质与第四纪地质, 1997, **17**(4): 73~80
- Li Xusheng, Yang Dayuan, Lu Huayu *et al.* The size characteristics and sense of Quaternary aeolian dust deposition paleosol sequence. *Marine Geology & Quaternary Geology*, 1997, **17**(4): 73~80
- 49 乔彦松, 郭正堂, 郝青振等. 安徽宣城黄土堆积的磁性地层学与古环境意义. 地质力学学报, 2002, **8**(4): 369~375
- Qiao Yansong, Guo Zhengtang, Hao Qingzhen *et al.* The magnetic stratigraphy and paleoenvironmental sense of loess deposits in Xuancheng, Anhui. *Journal of Geomechanics*, 2002, **8**(4): 369~375
- 50 刘秀铭, 安芷生, 强小科等. 甘肃第三系红粘土磁学性质初步研究及古气候意义. 中国科学 (D 辑), 2001, **31**(3): 192~205
- Liu Xiuming, An Zhisheng, Qiang Xiaoke *et al.* The preliminary study and its implications on magnetic properties of Tertiary red clay in Gansu. *Science in China (Series D)*, 2001, **31**(3): 192~205
- 51 Singhvi A K, Bronger A, Pant R K *et al.* Thermoluminescence dating and its implications for the chronostratigraphy of loess-paleosol sequences in the Kashmir Valley (India). *Chemical Geology: Isotope Geoscience Section*, 1987, **65**(1): 45~56
- 52 Bronger A, Pant R K, Singhvi A K. Pleistocene climatic changes and landscape evolution in the Kashmir Basin, India: Paleopedologic and chronostigraphic studies. *Quaternary Research*, 1987, **27**(2): 167~181
- 53 Badarinath K V, Kharol S K, Kaskaoutis D G *et al.* Case study of a dust storm over Hyderabad area, India: Its impact on solar radiation using satellite data and ground measurements. *Science of the Total Environment*, 2007, **384**(1~3): 316~332
- 54 Guo Zhengtang, Ruddiman W, Hao Qingzhen *et al.* Onset of Asian desertification by 22 Myr ago inferred from loess deposits in China. *Nature*, 2002, **416**(6877): 159~163
- 55 Qiang Xiaoke, An Zhisheng, Song Xiaoyong *et al.* New eolian red clay sequence on the western Chinese Loess Plateau linked to onset of Asian desertification about 25Ma ago. *Science China: Earth Sciences*, 2011, **54**(1): 136~144
- 56 袁宝印, 郭正堂, 郝青振等. 天水-秦安一带中新世黄土堆积区沉积-地貌演化. 第四纪研究, 2007, **27**(2): 161~171
- Yuan Baoyin, Guo Zhengtang, Hao Qingzhen *et al.* Cenozoic evolution of geomorphic and sedimentary environments in the Tianshan-Qin'an regions. *Quaternary Sciences*, 2007, **27**(2): 161~171
- 57 刘秀铭, 毛学刚, 丁仲礼等. 黄土古气候变化趋势与青藏高原隆升关系初探. 第四纪研究, 2009, **29**(5): 988~999
- Liu Xiuming, Mao Xuegang, Ding Zhongli *et al.* Study on the relation between loess paleoclimate trend and uplift of Tibetan Plateau. *Quaternary Sciences*, 2009, **29**(5): 988~999
- 58 何 同, 刘连文, 陈 旸等. 晚中新世-上新世黄土高原佳县红粘土剖面碳同位素记录与 C₄ 植被演化. 第四纪研究, 2015, **35**(4): 791~800
- He Tong, Liu Lianwen, Chen Yang *et al.* Carbon isotope record of authigenic calcite from the northern Chinese Loess Plateau: Implications for C₄ vegetation evolution during Late Miocene Pliocene. *Quaternary Sciences*, 2015, **35**(4): 791~800

MAGNETIC PROPERTIES OF LATERITE AND ITS ORIGIN IN DECCAN PLATEAU, INDIA

Yuan Yujie^① Liu Xiuming^{①②③} Lü Bin^① Ma Mingming^① Wang Tao^④ Chen Xiuling^①

(^①State Key Laboratory of Subtropical Mountain Ecology (Funded by Ministry of Science and Technology), College of Geographical Sciences, Fujian Normal University, Fuzhou 350007; ^②Institute of Geography, Fujian Normal University, Fuzhou 350007; ^③Department of Environmental Sciences, Macquarie University, Sydney NSW 2109, Australia; ^④Key Laboratory of Desert and Desertification, Northwest Institute of Eco-Environment and Resources, CAS, Lanzhou 730000)

Abstract

Deccan Plateau ($15^{\circ}27.281' \sim 22^{\circ}18.835'N$, $72^{\circ}34.686' \sim 79^{\circ}49.903'E$) located in the mid-western India is comprised by many layers of basalt erupted by Late Cretaceous. These basalt layers are interbedded with red soils (about 2~3m) weathered from basalt (or RSB, red soils basalt). Laterite is commonly developed in the top of the plateau and large area of South India. The thickness of laterite in top of plateau is about 25m, which is thought to be formed by basalt *in situ* weathering. However it was questioned by some investigators due to its missing weathering horizons from top to bottom. On the contrary, the RSB with thickness of 3m shows obviously weathering differences with depth. In this study, 18 samples (9 laterite; 3 basalt, and 6 RSB) in Deccan Plateau were collected. Detailed measurements for grain size and magnetic parameters were carried out. The results show that (1) The main magnetic minerals of laterite are hematite, and may contain a little maghemite as well; while the dominant magnetic minerals in basalt soils are magnetite and maghemite; (2) The basalt contains magnetite only, therefore, maghemite and hematite detected from weathered basalt soil were formed during pedogenic process. This probably suggests that maghemite is the intermediate product in the transformation of magnetite to hematite; (3) Clear differences are observed between RSB and laterite, not only in their magnetic properties, but also in their particle-size distribution. In addition, strong weathering characteristics is detected throughout all the depth of 25m, it therefore is hard to support the hypothesis of laterite formed by basalt *in situ* weathering. The feature of thick laterite required a pedogenic process developing from the bottom up to top gradually, inputting material and developing soils step by step. Thus laterite formed by dust deposits is put forward: aeolian aggrading and laterizing gradually generates finally 25m thickness of laterite since Late Cretaceous. This hypothesis is supported by (1) recently loess discovered on top of laterite in the plateau, (2) wind blown silt grain size of laterite, and (3) Indian desert in the northwestern providing dust every year.

Key words Indian laterite, Deccan Plateau, basalt, weathered basalt, red soils, laterite origin