

我国东北地区黄土堆积的磁性地层年代与古气候变化

曾琳^①, 鹿化煜^{①*}, 弋双文^①, 徐志伟^①, 邱志敏^①, 杨振宇^②, 李永祥^②

① 南京大学地理与海洋科学学院, 气候与全球变化研究院, 南京 210093;

② 南京大学地球科学与工程学院, 南京 210093

* 联系人, E-mail: huayulu@nju.edu.cn

2011-04-15 收稿, 2011-08-03 接受

国家自然科学基金重点项目(40930103)、国家自然科学基金委员会创新研究群体科学基金(41021002)、国家自然科学基金青年科学基金(40902045)和国家全球变化重大专项(2010CB950203)资助

摘要 我国东北地区有较广泛的黄土分布, 是环境变化的重要地质记录. 长期以来, 由于缺乏可靠的年代学证据, 对这里黄土沉积及其记录的古气候变化了解不多. 在广泛野外踏勘的基础上, 对具有代表性的科尔沁沙地南缘牛样子沟和平安村黄土剖面进行了磁性地层与光释光年代等测试, 结果表明, 牛样子沟剖面的 B/M 界限位于深度 27 m 处, 平安村剖面处于布容正极性期. 基于光释光年龄和磁性地层年代计算的黄土沉积速率外推, 科尔沁沙地南缘的黄土堆积应早于 1.0 Ma. 黄土是半干旱环境下的粉尘堆积, 指示东北地区的半干旱气候至少在早更新世晚期已经开始. 这里黄土开始堆积的年代对应于中更新世全球气候转型, 可能为全球气候变冷驱动了亚洲内陆干旱化和较快粉尘堆积的假说提供了证据.

关键词

中国东北
科尔沁沙地
黄土
磁性地层
古气候

中国北方第四纪风尘堆积具有分布广泛、沉积相对连续、年代可靠的特点, 它与深海氧同位素及极地冰芯一起被称为全球过去气候变化研究的三大档案库^[1]. 黄土高原的黄土-古土壤序列已经被广泛用于重建第四纪亚洲季风气候与内陆干旱化的历史变迁^[2~7]. 但是, 在黄土高原以外的黄土堆积区、尤其是我国东北地区(图 1), 黄土地层及其年代研究较为薄弱. 已经发表的磁性地层年代主要是 20 世纪 90 年代之前完成的(见文献[8,9]的总结及相关文献), 由于当时古地磁测量还没有采用逐步热退磁、以及受磁屏蔽条件较差和仪器灵敏度较低等限制, 所获的黄土磁性地层年代分歧较大.

我国东北地区的黄土主要分布在辽西丘陵、松辽平原和辽东半岛等地, 随着地貌和气候条件的变化, 黄土地层厚度与岩性变化较大^[8]. 结合野外调查和文献资料, 我们认为辽西丘陵的黄土地层为东北地区的代表. 这一地带的黄土主要分布在赤峰、通辽、朝阳、阜新境内, 黄土披覆于丘陵与河谷中, 地层出露较好. 前人对辽西黄土做过研究, 根据哺乳动物化

石^[2]、岩石地层和没有彻底退磁的磁性地层^[8,9]获得了初步的年代估计, 但有很大的不确定性. 光释光年代测试只能得到黄土堆积上部的年龄^[10], 而黄土堆积下部已经超出了光释光测年范围. 迄今为止, 东北地区黄土堆积的底界年龄尚未确定. 首先, 由于该区域黄土堆积处于科尔沁沙地边缘, 极易受到沙地收缩与扩张的影响, 黄土地层在不同地貌部位岩性变化较大, 不容易找到完整连续的天然剖面, 所以根据岩石地层学方法划分地层单元, 然后相互对比获得的年代可靠性较差. 其次, 根据地层中产出的原鼯鼠化石得到的辽西黄土底界年代也存在不确定性. 虽然原鼯鼠化石的时代常常置于上新世晚期或者早更新世早期^[11], 但由于鼯鼠科化石种属较多以及区域环境差异, 时段跨度较大^[12], 难以获得较为准确的年代控制.

基于长期的野外调查, 发现内蒙古赤峰一带的黄土天然剖面中普遍发育 7~8 层古土壤, 厚度较大. 通辽境内奈曼旗与库伦旗一带的黄土堆积也较厚. 据此, 选择了赤峰喀喇沁旗的牛样子沟剖面(NYZG)

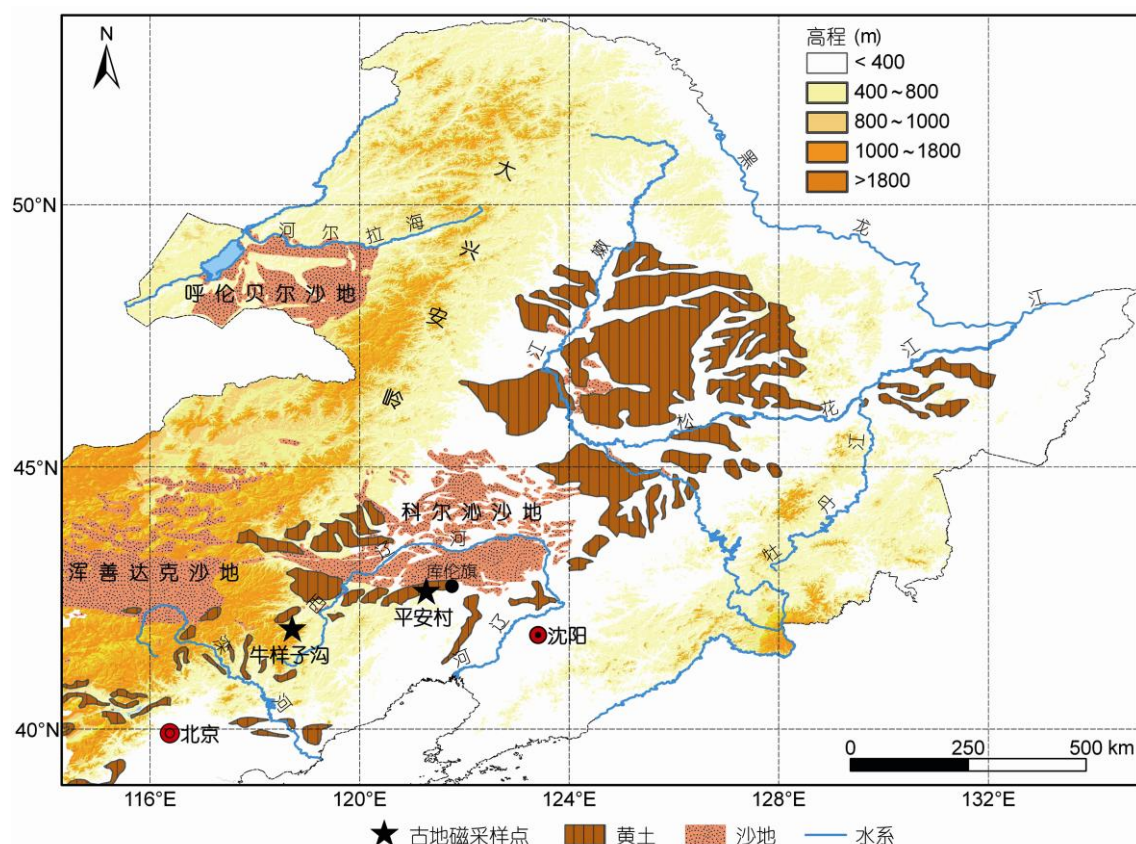


图 1 中国东北地区黄土分布与采样点

与库伦旗平安村剖面(PAC)(图 1)进行年代和古气候变化的研究,并试图揭示东北地区更新世古气候与环境变化过程。

1 地层与样品采集

1.1 地层

内蒙古喀喇沁旗牛样子沟(NYZG)剖面($41^{\circ}55'N$, $118^{\circ}43'E$)位于锡伯河流域,地貌主要以切割破碎的中低山和河流谷地为主。黄土披覆于从分水岭缓慢向河谷倾斜的谷坡之上,形成一个顶部齐平的黄土台地。NYZG 剖面由上部的天然剖面和下部的 12 m 探井组成,剖面总厚度为 38 m。根据野外土壤地层特征、磁化率与粒度测试,认为剖面顶部厚约 1 m 的深灰色土壤层为现代耕作层,下伏 10 层黄土-古土壤序列。剖面在 S7 以上的黄土-古土壤中不含钙结核, S7 以下的黄土-古土壤中均含有多层结构致密的钙结核层,整个剖面的特征是越往下颜色越偏深偏红,颗粒也由粗变细(图 2)。

内蒙古库伦旗的平安村(PAC)剖面($42^{\circ}37'N$, $121^{\circ}15'E$)位于库伦旗扣河子镇平安村附近的一条冲沟内,地貌为海拔 300 多米的低缓丘陵。黄土广泛披覆于基岩之上,在地势低洼和相对平坦的地区,黄土堆积的厚度较大而形成黄土塬。PAC 剖面厚约 25 m,上部由 4 层沙质黄土-古土壤序列构成,底部是一层大于 10 m 的褐红色砂质黄土层,未见底。在这套黄土地层中可见 3 层明显的钙结核层,钙结核具有空心结构,直径大都在 10~20 cm 之间(图 3)。

1.2 样品采集

对两个剖面及其周围进行了野外地貌观察后,开始清理、开挖和采样。NYZG 剖面以 10 cm 间隔采集了 367 个散样,在剖面上部采集了 3 个光释光测年样品。古地磁野外采样按照自然方位法,在上部 0~7 m 采样间隔为 1 m,中部 7~16 m 采样间隔为 50 cm,下部 16~35.9 m 采样间隔为 30 cm,剖面底部由于受到钙结核层和渗水的影响,采样间隔为 50 cm。每个层位采集平行的定向手标本 3 套,手标本用卷纸和胶

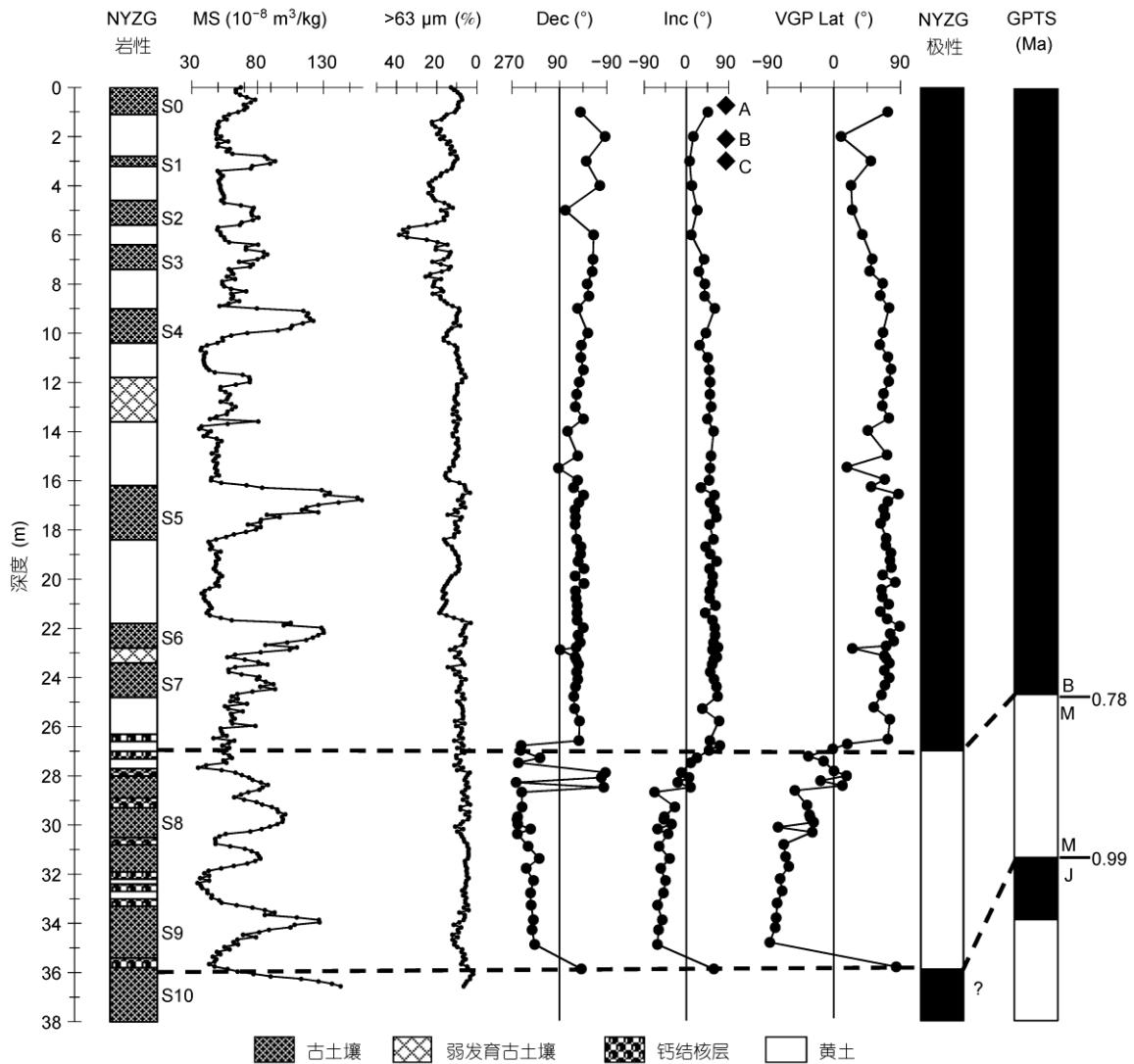


图 2 牛样子沟(NYZG)剖面的土壤地层、磁化率曲线、粒径 $>63\mu\text{m}$ 的百分含量曲线和磁性地层

S 表示古土壤, 数字表示古土壤的层次; MS 为质量磁化率, Dec 为磁偏角, Inc 为磁倾角, VGP Lat 为虚地磁极纬度, GPTS 为标准极性柱; A, B, C 为剖面顶部的 3 个光释光年龄, 见表 1

带包装好后带回实验室加工成 $2\text{ cm}\times 2\text{ cm}\times 2\text{ cm}$ 立方体标准样品。个别层位(深度 9.5, 14.5 和 18.1 m)由于岩性疏松、胶结差, 在室内加工过程中破碎, 没有成功获取标准样品。总共得到 226 块标准立方体样品。PAC 剖面上部的黄土-古土壤序列已经进行过光释光测年^[10], 并且在 0~14.7 m 按照 5 cm 间隔采集了散样。本次野外工作主要对剖面下部的淡红色沙质黄土层 14~24.2 m 按照 10 cm 的间距采集散样, 总共采集样品 103 个。整个 PAC 剖面以 50 cm 的间隔进行古地磁采样, 采样和加工方法与 NYZG 相同, 最后总共得到 126 块立方体标准样品。

2 样品测试方法

实验室测试在南京大学完成。磁化率的测试方法为: 37°C 的恒温箱中烘干后, 称取 10 g 左右的样品在 Bartington MS2 型磁化率仪上测量低频(470 Hz)磁化率。古地磁测试方法是, 所有样品先测量天然剩余磁性(NRM), 然后在美国 ASC Scientific Ltd 的 TD-48 热退磁炉中逐步加温进行热退磁, 每一步热退磁完成后都测量样品剩磁。剩磁测量在美国 2G 公司生产的 2G-755R 超导磁力仪上完成, 样品退磁及剩磁测量均在磁屏蔽空间($<300\text{ nT}$)中进行。选择了部分样品进行了系统的热退磁, 步骤为 100, 150, 200, 250,

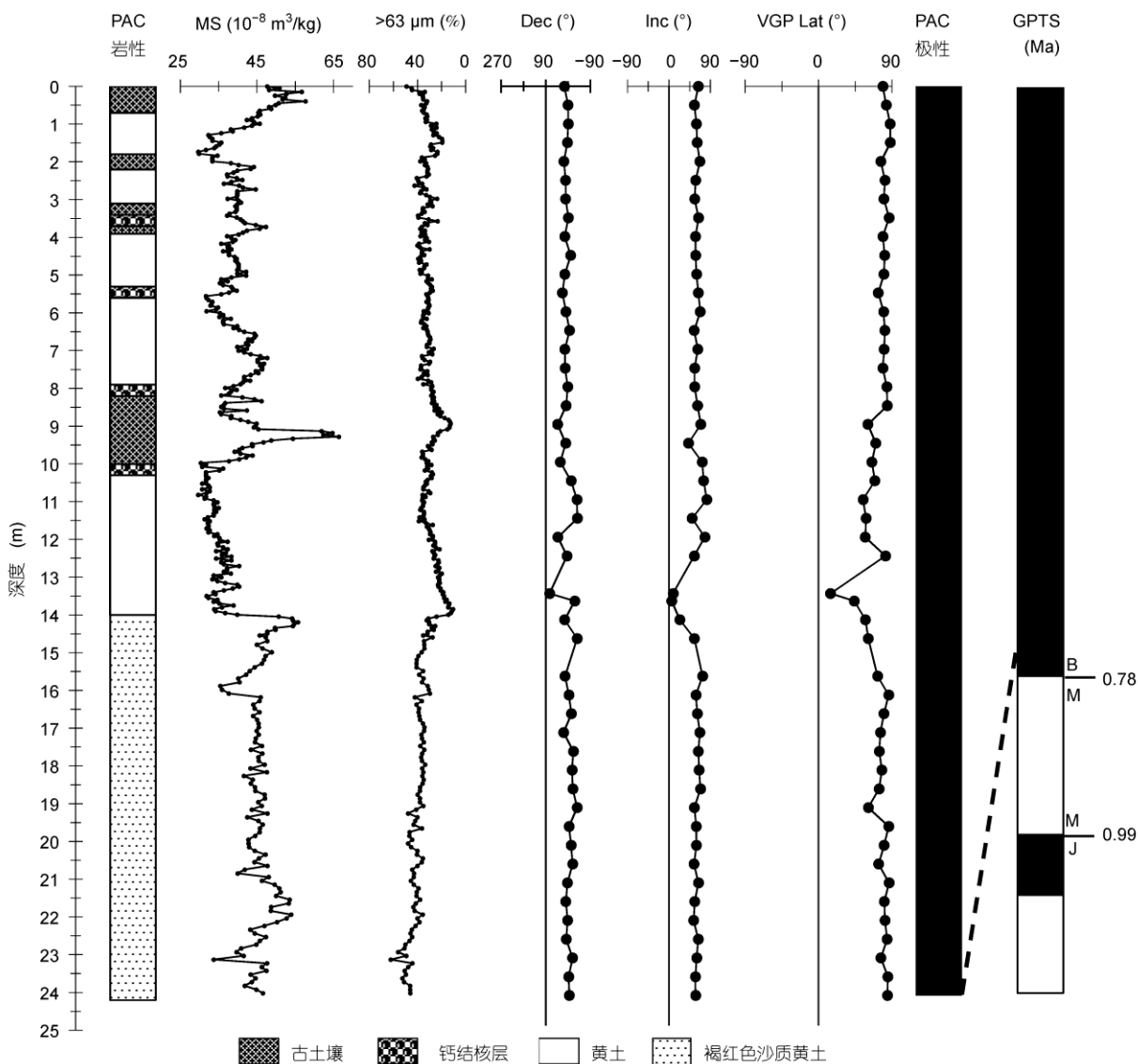


图3 平安村(PAC)剖面的土壤地层、磁化率曲线、粒径 $>63 \mu\text{m}$ 的百分含量曲线和磁性地层
MS 为质量磁化率, Dec 为磁偏角, Inc 为磁倾角, VGP Lat 为虚地磁极纬度, GPTS 为标准极性柱

300, 350, 400, 450, 500, 525, 550, 585, 610, 630, 650 和 690 $^{\circ}\text{C}$ 共 16 步, 其他样品在 610 $^{\circ}\text{C}$ 温度段结束退磁. 另外还选择了部分样品进行了磁化率-温度(χ - T)曲线实验, 实验采用 AGICO 公司生产的 KLY-3s Kappa-bridge 及 CS-3 温度控制系统测量, 为了防止样品在加热过程中氧化, 加热均在氩气环境中进行. 粒度测试采用 Marlvern MS2000 型激光粒度仪, 前处理方法参见文献[13]. 光释光年代测试采用 Risø 公司生产的 TL/ OSL-DA-15B, 方法描述见文献[10], 结果见表 1.

3 结果与分析

3.1 岩石磁学

图 2 和 3 表明, 东北地区黄土的土壤地层序列与磁化率变化有很好的对应, 可能是成壤作用导致的古土壤磁化率增强^[14-16]. 同时, 磁化率曲线的变化特征也验证了野外岩性地层划分的正确性. 但在 NYZG 剖面的下部, 发育有多层钙结核, 可能指示了较强的淋滤-淀积作用, 无论是黄土、古土壤中发育的钙结核层都表现为磁化率突然下降的低谷, 表明

表 1 NYZG 剖面光释光测年结果^{a)}

样号	深度 (cm)	含水量 (%)	K (%)	U (ppm)	Th (ppm)	年剂量 (Gy/Ka)	等效剂量 (Gy)	单片数	年龄 (ka)
A	60	11.22	1.95±0.05	2.11±0.11	10.50±0.37	3.39±0.11	89.59±2.41	25	26.44±1.13
B	220	11.71	2.09±0.05	2.23±0.10	9.86±0.31	3.44±0.11	180.68±9.93	17	52.59±3.34
C	280	12.62	2.02±0.05	1.76±0.09	11.60±0.34	3.34±0.11	214.59±3.33	16	64.19±2.32

a) 1 ppm=1 μg/g

碳酸盐的淋滤-淀积作用影响了黄土的磁化率。

利用磁化率-温度(χ - T)曲线可以判别黄土中磁性矿物在热退磁过程的转变规律,并提供关于磁性矿物组分的信息^[17,18],帮助热退磁数据的解释。如图 4 所示,所有样品的磁化率都在 585℃左右快速降低,在 600℃左右降低到几乎为零(图 4(a)~(f)),与磁铁矿的居里温度一致,表明这里黄土的磁性矿物以磁铁矿为主;在 300℃以下,加热曲线上出现磁化率的微弱升高,可能是由于纤铁矿脱水转化为磁赤铁矿造成的($\gamma\text{FeOOH} \rightarrow \gamma\text{Fe}_2\text{O}_3$)^[19]; 300~450℃之间磁化率的降低一般认为是亚稳态、强磁性的磁赤铁矿受热转化成热稳定、弱磁性的赤铁矿($\gamma\text{Fe}_2\text{O}_3 \rightarrow \alpha\text{Fe}_2\text{O}_3$)造成的^[19]。值得注意的是, NYZG 剖面的黄土和古土壤样

品之间的磁化率-温度曲线特征差异大(图 4(a)~(d)),表明不同时期的黄土沉积环境不一样,导致磁性矿物组分的变化。PAC 剖面的黄土和古土壤样品(图 4(e)和(f))的磁化率-温度曲线特征非常一致,表明黄土与古土壤的磁性矿物组分差异较小;冷却曲线与加热曲线偏离较小,表明在加热的过程中几乎没有生成新的磁铁矿。

3.2 磁性地层与光释光年龄

两个剖面的典型样品热退磁结果见图 5。从矢量正交投影图^[20]可以看出,大部分样品在 300℃左右热退磁曲线开始趋向原点,即 300℃以后剩磁矢量方向开始趋向稳定。从剩磁强度衰减曲线可以看出,在

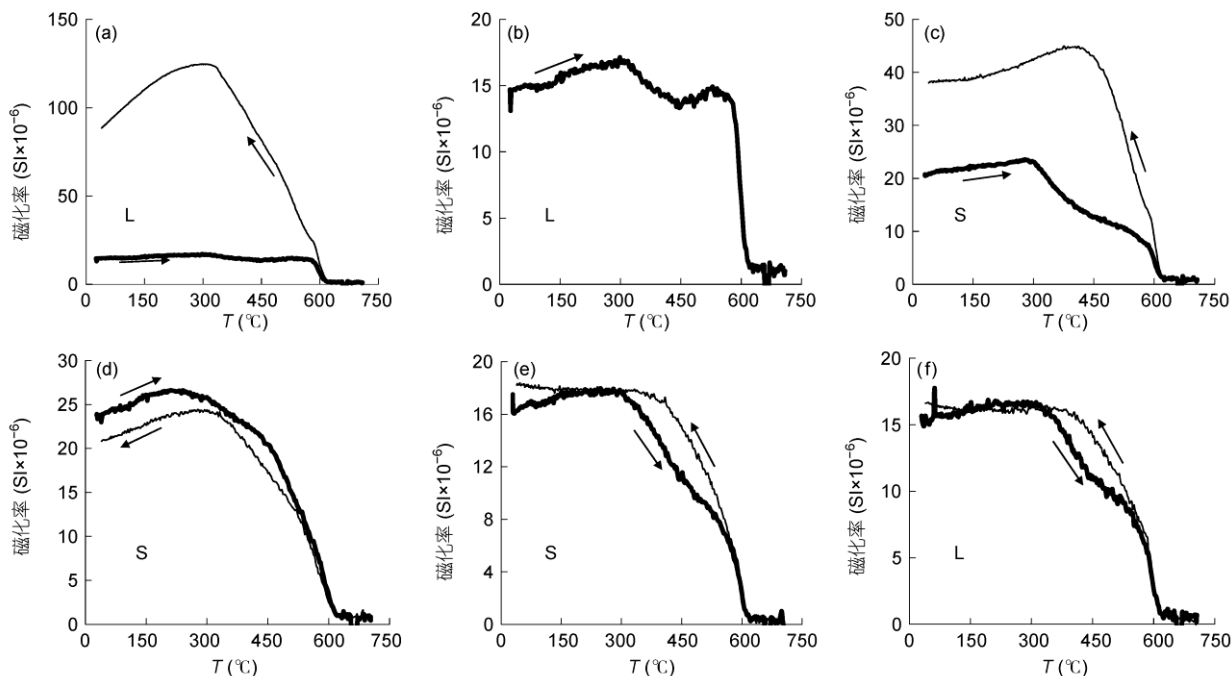


图 4 牛样子沟(NYZG)与平安村(PAC)剖面典型样品磁化率-温度曲线(χ - T 曲线)

(a) NYZG-200 (2 m); (b)为(a)粗实线的放大; (c) NYZG-9500 (9.5 m); (d) NYZG-3040 (30.4 m); (e) PAC-900 (9 m); (f) PAC-2420 (24.2 m). 粗(细)实线表示加热(冷却)曲线,箭头方向指示温度变化方向; S 代表古土壤, L 代表黄土

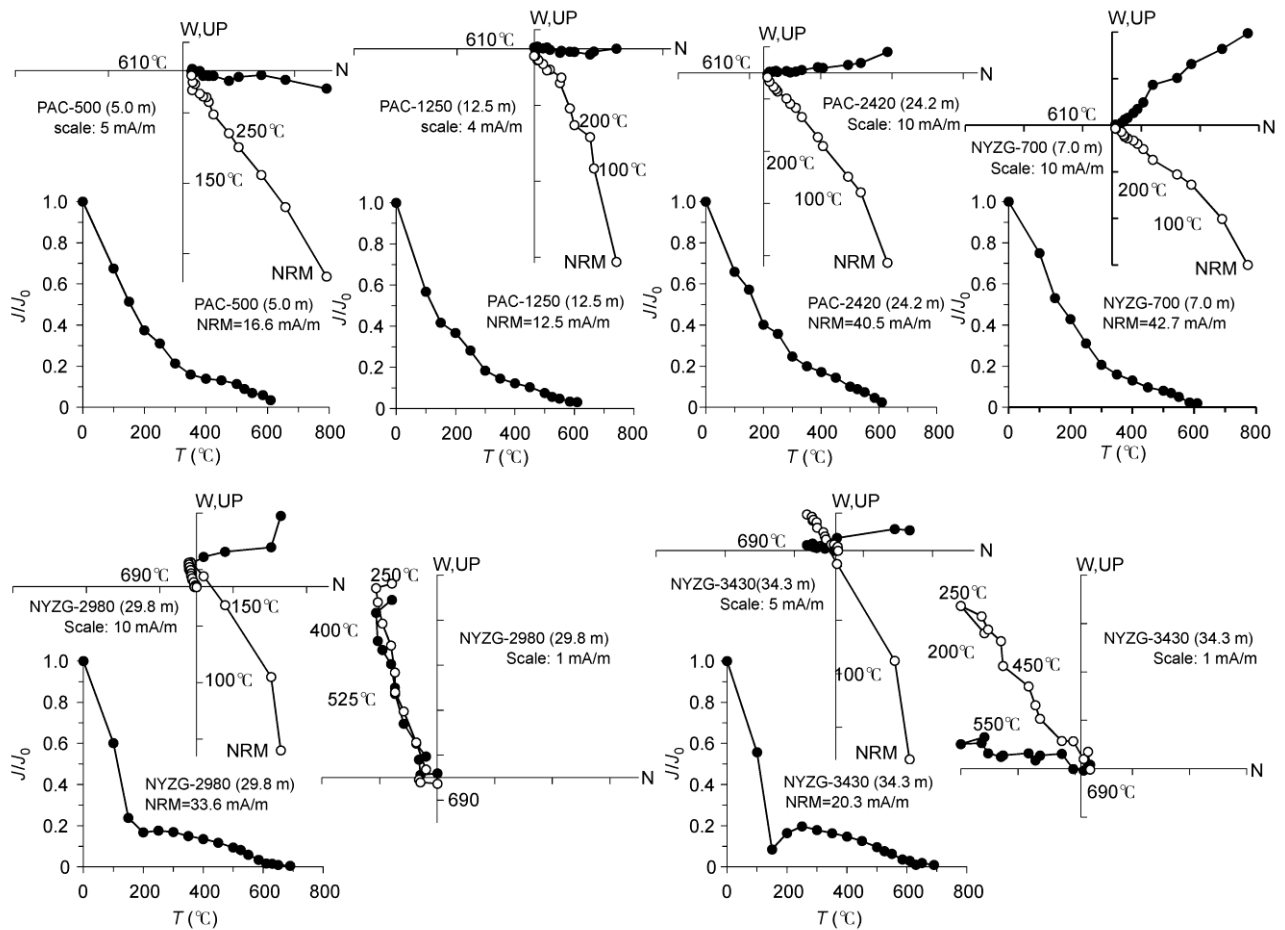


图 5 牛样子沟(NYZG)和平安村(PAC)剖面代表样品的系统热退磁矢量正交投影图与剩磁强度衰减曲线
 实心圆(空心圆)分别代表水平(垂直)投影; W 为西, N 为北, UP 为上

300℃左右,剩磁强度减少到天然剩磁强度(NRM)的20%~30%之间,并且剩磁强度开始稳定衰退,表明次生黏滞组分被清洗掉,显示出较稳定的原生剩磁组分。所以,次生剩磁载磁矿物的解阻温度约为200~300℃。在585℃之后,剩磁强度已经下降到NRM的5%左右,在正交矢量投影图上也接近原点,由此可以判断原生剩磁的携磁矿物主要是磁铁矿。大部分的系统热退磁样品都显示了稳定趋向原点的原生剩磁组分,最后选择300~585℃温度段的退磁数据来拟合样品的特征剩磁方向(ChRM)。特征剩磁方向是通过主成分分析法^[21]并过原点线性拟合得到的,主成分分析时选择的退磁温度步骤至少为4步,通常为8步。对于计算得到的最大角偏差(MAD)大于15°的样品特征剩磁予以剔除,其余样品通过特征剩磁的磁偏角(Dec)和磁倾角(Inc)计算得到虚地磁极(VGP)

纬度来建立这两个剖面的磁性地层极性柱。特征剩磁的拟合与虚地磁极纬度的计算都在Randy Enkin开发的软件里完成。

从两个剖面的磁性地层(图2和3)可以看出,NYZG剖面显示了两个极性带:上部为正极性带,下部为负极性带,但最底部的一个样品为正极性;PAC剖面的样品全部为正极性,没有发生极性倒转。结合光释光年龄控制(表1和文献[10]),通过与标准极性柱(GPTS)^[22]对比,可以获得NYZG剖面可靠的B/M界限在剖面深度27 m处,岩性上位于L8的下部,这个结果与黄土高原的结果相似^[2];PAC剖面全部处于布容(Brunhes)正极性时内(图2),其下部的红色粉砂层是否有重磁化现象^[23],还需要进一步研究。根据剖面顶部光释光年龄(表1)和B/M界限年龄(0.78 Ma),可以计算出NYZG剖面上部27 m的平均沉积速率为

3.45 cm/ka. 根据这个沉积速率外推, 得到 NYZG 剖面底部 38 m 处的估计年龄大约为 1.0 Ma. 由于在剖面底部(34.9 m 以下)受到探井渗水的影响, 只在 35.9 m 处获得 1 块样品且显示为正极性, 结合剖面底部的估计年龄, NYZG 剖面可能记录到了贾拉米诺(Jaramillo)正极性亚时(0.99~1.07 Ma). 但是单个样品是否能得出这个结论, 还需要更多的工作验证. PAC 剖面的黄土堆积全部在布容(Brunhes)正极性时内, 年轻于 0.78 Ma.

4 讨论

黄土是半干旱气候条件下的粉尘堆积. 粉尘的起源、传输和沉积是干旱半干旱气候的指示. 所研究剖面位于科尔沁沙地的南缘, 其物源主要是其西北的沙地、戈壁等^[24], 这些地区的气候干旱程度加剧, 必然为粉尘的传输提供了更为有利的环境. 因此, 黄土开始堆积、发展, 应该指示了干旱半干旱气候的开始和发展以及科尔沁沙地的形成和演化, 这些解释也得到了黄土沉积磁化率和粒度变化曲线的支持(图 2 和 3).

通过对 NYZG 剖面与 PAC 剖面的磁性地层和光释光年代等研究, 发现科尔沁沙地南缘的黄土堆积至少开始于约 1.0 Ma. 前人对科尔沁沙地南缘的黄土堆积年代研究中^[2,8,9], 都没有给出可靠的古地磁倒转界限, 并且没有参考的同位素年龄, 因而, 所得到的估计年代有很大的不确定性. 本次通过光释光年代测试和古地磁磁性地层的分析, 明确了东北地区的黄土堆积至少从 1.0 Ma 开始, 并且在轨道时间尺度沉积基本连续, 为认识东北地区的气候变化和環境演化提供了新证据. 对于奈曼、库伦一带的黄土堆积, 也有人认为这一带黄土堆积的下部普遍发育含空心钙结核的褐红色黄土可能为上新世的堆积^[8]. 通过对库伦旗 PAC 剖面的褐红色黄土古地磁测定以及其上覆黄土的光释光测年^[10], 发现这一套黄土堆积处于布容正极性时内, 应属于中更新世以来的黄土堆积.

位于沙漠戈壁下风方向的中国黄土堆积被视为揭示亚洲干旱气候和环境变化的重要地质记录^[2,5,7,25-28]. 科尔沁沙地南缘 1.0 Ma 以来的风尘黄土堆积, 反映了我国东北地区西部至少在早更新世末

期开始向干旱气候方向发展. 而这一时期正好有一次全球性气候转型事件, 即中更新世气候转型(Mid-Pleistocene Climatic Transition, MPT)又被称为“中更新世革命”(Mid-Pleistocene Revolution, MPR), 全球气候变化的主导周期从早更新世的 41 ka 转变为 100 ka, 冰期与间冰期的对比加强, 北半球的冰量持续扩大、气候更加干冷, 全球冰量在这一时期增加了约 15%^[29-32].

中国黄土记录揭示的 MPT 主要表现为在 1.2~8 Ma 期间冬季风与夏季风强度的对比增强, 导致中更新世-晚更新世堆积的黄土-古土壤旋回相对于早更新世午城黄土的对比更加明显, 即黄土风化强度相对减弱而古土壤发育程度相对增加, 中国北方的气候更趋向干冷, 粉尘面积扩大等^[7,33-36]. 科尔沁沙地南缘的黄土堆积可能正是这一全球气候转型事件在中国东部地区的直接反映. 全球变冷使得地球海水表层温度降低, 地球表面更多的水以固体的形式存在, 减弱了水汽循环过程和加强了大陆内部的干旱程度, 利于粉尘的释放、传输和堆积^[7,37,38]. 同时, 在全球变冷的背景下, 赤道和两极之间的热力梯度加大使得西风环流加强, 赤道辐合带(ITCZ)南移, 从高纬吹向中低纬地区的冷空气频率加大、强度增强^[39]. 加强的冷空气活动和水汽的减少, 使亚洲内陆地区更加干旱, 粉尘活动更加强烈, 从而使干旱地区下风向粉尘堆积速率加快、粒度变粗、面积扩展. 因此, 这一时期全球冰量的增加可能驱动了亚洲内陆和中国北方干旱化面积不断扩大, 中国东北地区西部趋于干旱化, 科尔沁沙地等形成, 并且开始向下风向排放粉尘, 形成了沙地外围较厚的粉尘堆积. 在这一时期, 中国北方的粉尘沉积也越过秦岭, 在淮河长江流域形成了典型的黄土堆积^[40,41](李徐生, 个人通讯), 也是中更新世全球变冷驱动中国北方大面积干旱化的证据.

5 结论

对我国东北地区具有代表性的厚层黄土堆积年代学研究表明, 这里的黄土堆积至少从 1.0 Ma 就开始加积. 黄土堆积揭示的中更新世早期半干旱气候和科尔沁沙地等的形成发展, 可能是由于全球变冷导致的冰量增加, 从而减弱了水汽循环, 增加了亚洲内陆和我国东北地区的干旱程度造成的.

致谢 野外采样、实验及成文过程中得到长安大学孙建中教授和南京大学王先彦、王晓勇、孙雪峰、陈英勇、李郎平、卓海昕、俞凯锋、张翰之、李恺、胡旭芝、袁伟、秦永鹏等的帮助，在此致以诚挚的谢意。

参考文献

- 1 Williams M A J, Dunkerley D L, Deckker P De, 等著. 刘东生, 编译. 第四纪环境. 北京: 科学出版社, 1997. 189–239
- 2 刘东生. 黄土与环境. 北京: 科学出版社, 1985. 1–481
- 3 An Z S, Liu T S, Lou Y C, et al. The long-term paleomonsoon variation recorded by the loess-paleosol sequence in central China. *Quat Int*, 1990, 7-8: 91–95
- 4 Ding Z L, Liu T S, Rutter N W, et al. Ice-volume forcing of the East Asia winter monsoon variation in the past 800000 years. *Quat Res*, 1995, 44: 149–159
- 5 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. *Nature*, 2002, 416: 159–163
- 6 郭正堂. 22~8 Ma 风尘沉积记录的季风演变历史. 见: 丁仲礼, 编著. 中国西部环境演化集成研究. 北京: 气象出版社, 2010. 1–19
- 7 Lu H Y, Wang X Y, Li L P. Aeolian sediment evidence that global cooling has driven late Cenozoic stepwise aridification in central Asia. In: Clift P D, Tada R, Zheng H, eds. *Monsoon Evolution and Tectonics–Climate Linkage in Asia*. London: Geological Society Special Publications, 2010. 29–44
- 8 孙建中, 张镇洪. 松辽第四纪. 香港: 中国评论学术出版社, 2007. 1–299
- 9 裘善文. 中国东北西部沙地与沙漠化. 北京: 科学出版社, 2008. 42–196
- 10 弋双文, 鹿化煜, 周亚利, 等. 晚第四纪科尔沁沙地干湿变化的黄土记录. *中国沙漠*, 2006, 26: 869–874
- 11 岳乐平, 薛祥煦. 中国黄土中的仓鼠、鼯鼠化石及在磁性地层中的位置. *西北大学学报(自然科学版)*, 1996, 26: 519–522
- 12 郑绍华, 张兆群, 崔宁. 记几种原鼯鼠(啮齿目, 鼯鼠科)及鼯鼠科的起源讨论. *古脊椎动物学报*, 2004, 42: 297–315
- 13 鹿化煜, 安芷生. 洛川黄土粒度组成的古气候意义. *科学通报*, 1997, 42: 66–68
- 14 Zhou L P, Oldfield F, Wintle A G, et al. Partly pedogenic origin of magnetic variations in Chinese loess. *Nature*, 1990, 346: 737–739
- 15 Zheng H B, Oldfield F, Yu L Z, et al. The magnetic properties of particle-sized samples from the Luochuan loess section: Evidence for pedogenesis. *Phys Earth Planet Inter*, 1991, 68: 250–258
- 16 邓成龙, 刘青松, 潘永信, 等. 中国黄土环境磁学. 第四纪研究, 2007, 27: 193–209
- 17 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. *Geophys Res Lett*, 2000, 27: 3715–3718
- 18 王晓勇, 鹿化煜, 李珍, 等. 青藏高原东北部黄土堆积的岩石磁学性质及其古气候意义. *科学通报*, 2003, 48: 1693–1699
- 19 Florindo F, Zhu R X, Guo B, et al. Magnetic proxy climate results from the Duanjiapo loess section, southernmost extremity of the Chinese loess plateau. *J Geophys Res*, 1999, 104: 645–659
- 20 Zijdeveld J D A. AC demagnetization of rocks: Analysis of results. In: Collison D W, Creer K M, Runcorn S K, eds. *Methods in Palaeomagnetism*. New York: Elsevier, 1967. 254–286
- 21 Kirschvink J L. The least-squares line and plane and the analysis of palaeomagnetic data. *Geophys J Roy Astron Soc*, 1980, 62: 699–718
- 22 Cande S C, Kent D V. Revised calibration of the geomagnetic polarity timescale for the Late Cretaceous and Cenozoic. *J Geophys Res*, 1995, 100: 6093–6095
- 23 Wang X S, Løvlie R, Yang Z Y, et al. Remagnetization of Quaternary eolian deposits: A case study from SE Chinese Loess Plateau. *Geochem Geophys Geosyst*, 2005, 6: Q06H18, doi: 10.1029/2004GC000901
- 24 Chen J, Li G J, Yang J D, et al. Nd and Sr isotopic characteristics of Chinese deserts: Implications for the provenances of Asian dust. *Geochim Cosmochim Acta*, 2007, 71: 3904–3914
- 25 Liu T S, Ding Z L. Chinese loess and the paleomonsoon. *Annu Rev Earth Planet Sci*, 1998, 26: 111–145
- 26 An Z S. The history and variability of the East Asian paleomonsoon climate. *Quater Sci Rev*, 2000, 19: 171–187
- 27 Guo Z T, Sun B, Zhang Z S, et al. A major reorganization of Asian climate by the early Miocene. *Clim Past*, 2008, 4: 153–174
- 28 Zheng H B, An Z S, Shaw J. New contribution to Chinese Plio-pleistocene magnetostratigraphy. *Phys Earth Planet Inter*, 1992, 70: 146–153
- 29 Ruddiman W F, Raymo M E, Martinson D G, et al. Pleistocene evolution: Northern hemisphere ice sheets and North Atlantic Ocean. *Paleoceanography*, 1989, 4: 353–412
- 30 Raymo M E, Lisiecki L E, Nisancioglu K H. Plio-Pleistocene ice volume, Antarctic climate, and the global $\delta^{18}\text{O}$ record. *Science*, 2006, 313: 492–495

- 31 Sosdian S, Rosenthal Y. Deep-sea temperature and ice volume changes across the Pliocene-Pleistocene climate transitions. *Science*, 2009, 325: 306–310
- 32 Yin Q Z, Berger A. Insolation and CO₂ contribution to the interglacial climate before and after the Mid-Brunhes Event. *Nature Geosci*, 2010, 3: 243–246
- 33 Guo Z T, Liu T S, Fedoroff N, et al. Shift of the monsoon intensity on the Loess Plateau at ca 0.85 Ma BP. *Chinese Sci Bull*, 1993, 38: 586–591
- 34 Ding Z L, Yu Z W, Rutter N W, et al. Towards an orbital time scale for Chinese loess deposits. *Quat Sci Rev*, 1994, 13: 39–70
- 35 Lu H Y, Liu X D, Zhang F Q, et al. Astronomical calibration of loess-paleosol deposits at Luochuan, central Chinese Loess Plateau. *Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol*, 1999, 154: 237–246
- 36 Lu H Y, Zhang F Q, Liu X D, et al. Periodicities of palaeoclimatic variations recorded by loess-paleosol sequences in China. *Quat Sci Rev*, 2004, 23: 1891–1900
- 37 Petit J R, Mournier L, Jouzel J, et al. Palaeoclimatological and chronological implications of the Vostok core dust. *Nature*, 1990, 343: 56–58
- 38 Yung Y L, Lee T, Wang C H, et al. Dust: A diagnostic of the hydrologic cycle during the Last Glacial Maximum. *Science*, 1996, 271: 962–963
- 39 Wang B. *The Asian Monsoon*. UK: Praxis Publishing Ltd, 2006. 357–416
- 40 乔彦松, 郭正堂, 郝青振, 等. 皖南风尘堆积-土壤序列的磁性地层学研究及其古环境意义. *科学通报*, 2003, 48: 1465–1469
- 41 鹿化煜, 张红艳, 王社江, 等. 东秦岭南洛河上游黄土地层年代的初步研究及其在旧石器考古中的意义. *第四纪研究*, 2007, 27: 559–567

Magnetostratigraphy of loess in northeastern China and paleoclimatic changes

ZENG Lin¹, LU HuaYu¹, YI ShuangWen¹, XU ZhiWei¹, QIU ZhiMin¹, YANG ZhenYu² & LI YongXiang²

¹ School of Geographic and Oceanographic Sciences, Institute for Climate and Global Change Research, Nanjing University, Nanjing 210093, China;

² School of Earth Sciences and Engineering, Nanjing University, Nanjing 210093, China

Loess is widely distributed in northeastern China, and is an important geological record of past environmental change. For many years, the lack of a reliable chronology for this set of eolian dust-derived sediments has impeded our understanding of the paleoclimatic evolution and the land surface processes in this region. In this study, an extensive field survey of loess deposits was carried out, and two typical profiles at Niuyangzigou (NYZG) and Pinancun (PAC) were selected for detailed magnetostratigraphy and optically stimulated luminescence dating (OSL). Results showed that the Brunhes/Matuyama magnetic reversal boundary may be pinpointed at a depth of 27 m for the NYZG profiles. The PAC profile does not contain this polarity shift. Thus, the age of the base of these loess deposits should be older than 1.0 Ma, by extrapolating the deposition rate, which was calculated by the magnetostratigraphic control point and the OSL age constraints. Loess is a dust accumulation that forms under semi-arid climate conditions and therefore indicates that a semiarid climate existed in northeastern China at least since the Early Pleistocene. This environmental change corresponds to the global Middle Pleistocene Climate transition, and it may provide evidence that global cooling drove aridity development in central Asia and rapid dust accumulation in northeastern China.

Northeastern China, Horqin dune field, loess, magnetostratigraphy, paleoclimate

doi: 10.1360/972011-311