

青藏高原东北缘黄土的气候演化 与高原隆升的耦合

谢远云^{1,2} 李长安¹ 张序强² 周 嘉³

(1. 中国地质大学地球科学学院, 湖北 武汉, 430074; 2. 哈尔滨师范大学地理系, 黑龙江 哈尔滨 150080;
3. 中国科学院长春地理研究所, 吉林 长春 130040)

摘要:通过对青藏高原东北缘的民和黄土的磁化率、粒度、CaCO₃ 和 TOC 等气候载体进行综合测试分析, 可以将青藏高原东北缘黄土 1.90~0.70 Ma B.P. 段划分出 7 个气候阶段。对民和黄土的气候分析表明, 1.10 Ma B.P. (民和黄土的 L₁₁ 黄土层) 前气候差异较小, 冬夏季风不强, 对抗性较弱, 黄土古土壤发育不明显, 厚度较薄; 1.10 Ma B.P. 后, 冬夏季风对抗性迅速增强, 气候差异性增强。将民和黄土与其他地区以及深海沉积物氧同位素记录进行对比可以发现, 民和黄土的 S₈、S₉ 和 S₁₀ 古土壤分别与深海氧同位素 21、23 和 25 阶段较好地对应, 而 L₉、L₁₀ 和 L₁₁ 则分别对应 22、24 和 26 阶段。L₁₁ 黄土层以下的黄土记录与深海氧同位素记录的可比性不是很明显。同时, 民和黄土的高分辨率气候记录与青藏高原的阶段性隆升有较好的耦合关系。

关键词: 青藏高原; 民和黄土; 气候载体; 深海沉积物氧同位素

中图分类号: P534.63 **文献标识码:** A **文章编号:** 1000-3657(2003)04-0436-06

黄土中包含着丰富的气候信息, 其中黄土—古土壤序列中的磁化率、粒度、碳酸钙及有机碳 (TOC) 等主要气候信息载体在研究和恢复古全球变化中得到广泛应用。民和黄土处于黄土高原与青藏高原东北部的交接处, 黄土沉积速率大大超过其他地区, 对气候反映较为敏感, 有比其他黄土更高的气候分辨率, 因此民和骆驼山剖面的建立对青藏高原东北缘黄土的气候研究具有重要意义。

1 剖面特征

民和骆驼山剖面位于青海民和县下川口村东南的骆驼山上, 剖面起点位于骆驼山 2187 高地 SW 向 218° 距约 300m 的夷平面上, 其绝对高程为 2000m。剖面下伏基岩是白垩系红褐色泥岩、粉砂质泥岩和泥质粉砂岩。骆驼山剖面由东西两段组成, 东剖面厚 45m, 西剖面厚 85m。其中, 西剖面由浅黄褐色离石黄土组成, 共划分出 19 个古土壤层 (S₈-S₂₆) 和 18 个黄土层 (L₉-L₂₆)。其中 L₉ 属于离石砂质黄土层, 该层疏松多孔, 黄土颗粒较粗, 厚约 3.5m。S₉ 古土壤层在野外较明显, 浅棕红色, 厚约 4m。L₁₀ 黄土上部颗粒较下部粗, 厚约 9.2m。S₁₀ 古土壤层粒度普遍较细, 厚约 3m。该地区年均降水量为 300mm, 年均气温 5~9℃。

2 工作方法

骆驼山剖面磁化率的测定采用英产便携式 SMZ 型磁化率仪在野外进行的, 测量间距 10 cm, 在同一测量层上平行测量 3 个数据, 加权平均即为该点磁化率值。粒度分析中对大于 74 μm 组分采用筛析法, 小于 74 μm 组分采用移液管法。每个样品经烘干称重, 取其研磨样品 0.2~0.3g, 采用 Bascomb 国际标准碳酸盐计^[1]测定黄土中 CaCO₃ 含量。由于黄土中有机碳含量较低, 所以采用了“重铬酸钾—硫酸氧化滴定法”, 并用原地质矿产部颁发的国家一级标准 GSS-2 号进行了标定, 测定误差一般 < 0.04%。

3 民和黄土年代地层序列的建立

民和黄土年代测定采用古地磁和电子自旋共振 (ESR) 两种手段。民和骆驼山剖面西段的 ESR 年代测定结果是: 85 m 处 ESR 年龄为 0.70 Ma B.P., 1 m 处 ESR 年龄是 1.875 Ma B.P. (0~1 m 是黄土与新近纪红粘土的冲积混合层)。民和骆驼山剖面的古地磁每 0.5 m 为一采样点, 在陡峭

收稿日期: 2002-10-20; 改回日期: 2003-04-15

基金项目: 国家自然科学基金项目 (49972057) 和国土资源部甘肃兰州红古城、新寺乡 1:5 万区调项目共同资助。

作者简介: 谢远云, 男, 1971 年生, 博士, 讲师, 主要从事第四纪地质研究工作; Email: len_xie@sina.com。

采样困难的地方每1 m为一采样点。样品的测试是在中国科学院兰州地质研究所古地磁实验室进行的,以交变退磁为主,对于个别不理想样品,辅助于热退磁进行检验,多数样品与交变退磁一致。由样品的系统退磁表明,样品经200 OE交变磁场退磁后,剩磁基本趋于稳定,退磁场增加到250~300 OE,退磁结果基本令人满意。

由磁性地层极性图(图1)可知,地层磁性分正负两段,中间没有事件,其界面定为B/M界面,其分界线在由下而上83 m民和黄土 S_8 古土壤层的中下部,依据磁性年表为73万年。但是在松山负极性时没有测出哈拉米洛和奥都维两个亚极时,而83 m处的B/M界限与后面将要讨论的所获得的模式年龄几乎吻合,对民和黄土年代序列的建立有重要的参考价值。

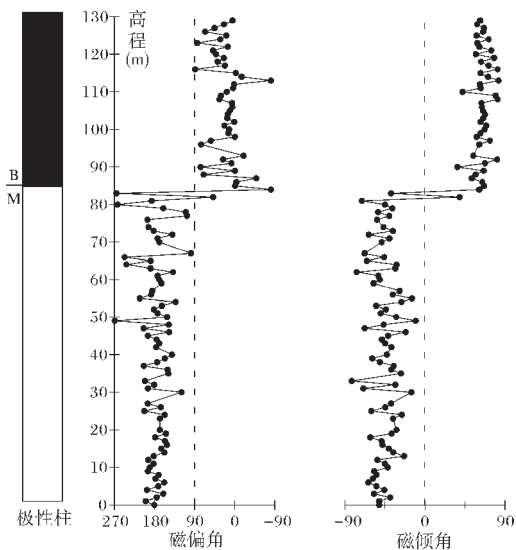


图1 民和骆驼山剖面古地磁极性图

Fig. 1 Plot of paleomagnetism polarity in the Luotuo Mountain section, Minhe loess

一个完整的黄土剖面需要建立一个精度较高的黄土地层年代序列,骆驼山剖面仅有的两个ESR年龄数据是远远不够的。民和骆驼山剖面西段顶(85 m)和底(1 m)这两个年龄标定点分别采用磁化率年龄^[2-3]和粒度年龄模式^[4]并对它们进行对比分析来建立民和黄土地层的年代序列(图2)的。

4 民和黄土的气候演化记录

在对民和黄土的磁化率、粒度、 $CaCO_3$ 和TOC等气候载体进行测试分析的基础上,将它们所记录的气候曲线绘制成民和黄土综合气候柱状图(图2),从而对民和黄土1.9~0.7 Ma B.P.段进行气候分析。

第四纪总的气候特征是趋于干冷,在某一时间区域内,温湿与干冷气候周期性交替。根据各气候指标对气候的反映对民

和黄土1.90~0.70 Ma B.P.段共划分出7个气候阶段(图2)。

第I阶段(1.90~1.82 Ma B.P.):在这个阶段,磁化率呈波动降低趋势,黄土—古土壤磁化率值总体上较高,黄土—古土壤岩性差异较小,指示1.90~1.82 Ma B.P.间的冬夏季风都不强,但从黄土的kd值看,冬季风稍占优势。黄土—古土壤中粘粒含量较低。这个时期,黄土中 $CaCO_3$ 与TOC含量相对较低且波动幅度较小,指示这个时期的生物气候状况相对稳定。

第II阶段(1.82~1.68 Ma B.P.):黄土—古土壤磁化率波动幅度较大,黄土—古土壤岩性差异较以前明显,冬夏季风得到增强。黄土—古土壤中粘粒含量较高,反映了夏季风比冬季风强盛。 $CaCO_3$ 和TOC含量有所增加,且 $CaCO_3$ 含量呈波动增加趋势,而TOC含量呈降低趋势且变化幅度较大,反映这个时期总的生物气候状况是降水量呈缓慢下降趋势但温度变化剧烈。

第III阶段(1.68~1.51 Ma B.P.):磁化率整体趋于稳定,变化幅度较小,黄土—古土壤差异不明显,冬夏季风呈对峙状态,但都不强。黄土—古土壤粗颗粒含量较高,粘粒含量较低。 $CaCO_3$ 含量波动幅度增大而TOC含量较低且变化幅度较小。

第IV阶段(1.51~1.35 Ma B.P.):磁化率波动下降,变化幅度较小。黄土—古土壤差异不明显,粘粒含量增大,冬季风较弱。 $CaCO_3$ 含量稍有增加,TOC含量较低变化幅度也较小。

第V阶段(1.35~1.10 Ma B.P.):磁化率进一步降低,变化幅度增大,黄土—古土壤岩性差异逐渐明显,古土壤发育程度也逐渐增高,间距趋于增大。黄土—古土壤中粗颗粒较少,粘粒成分较高,是冬夏季风增强的反映。特别是1.10 Ma B.P.以来气候变化的频率迅速降低,而幅度则迅速增大,意味着间冰期气候变得更温湿,而冰期气候变得更干冷,冬夏季风对抗性开始增强。这个时期黄土中 $CaCO_3$ 含量波动幅度较大,变化频率较小,TOC含量仍然较低。

第VI阶段(1.10~0.85 Ma B.P.):黄土—古土壤差异较明显,发育的厚度都较大,冬夏季风进一步增强,对抗性趋于明显。黄土粒度较粗,粘粒含量较低。黄土中 $CaCO_3$ 和TOC含量波动剧烈且TOC含量呈降低趋势。

第VII阶段(0.85~0.70 Ma B.P.):黄土—古土壤差异较明显,古土壤层颜色较深,发育程度较高,野外较易辨认。黄土一般颗粒较粗,古土壤粒度较细,含粘粒成分高,说明冰期气候极端的干冷,间冰期气候非常暖湿,这时的冬夏季风几乎达到它们的鼎盛阶段。砂质黄土层L₁粗颗粒含量较高,反映当时气候异常干冷。 $CaCO_3$ 和TOC含量变化幅度仍然较大。

民和黄土(0.70~1.90 Ma B.P.)记录的7个气候阶段表明1.10 Ma B.P.前气候差异较小,气候变化的频率较大但幅度较小,冬夏季风都较弱,对抗性不强;1.10 Ma B.P.以来气候的差异性日益明显,黄土古土壤堆积的厚度逐渐变大,古土壤发育程度愈来愈高,气候变化幅度逐渐加大而变化频率趋于减小,冬夏季风开始增强,气候向两极分化。

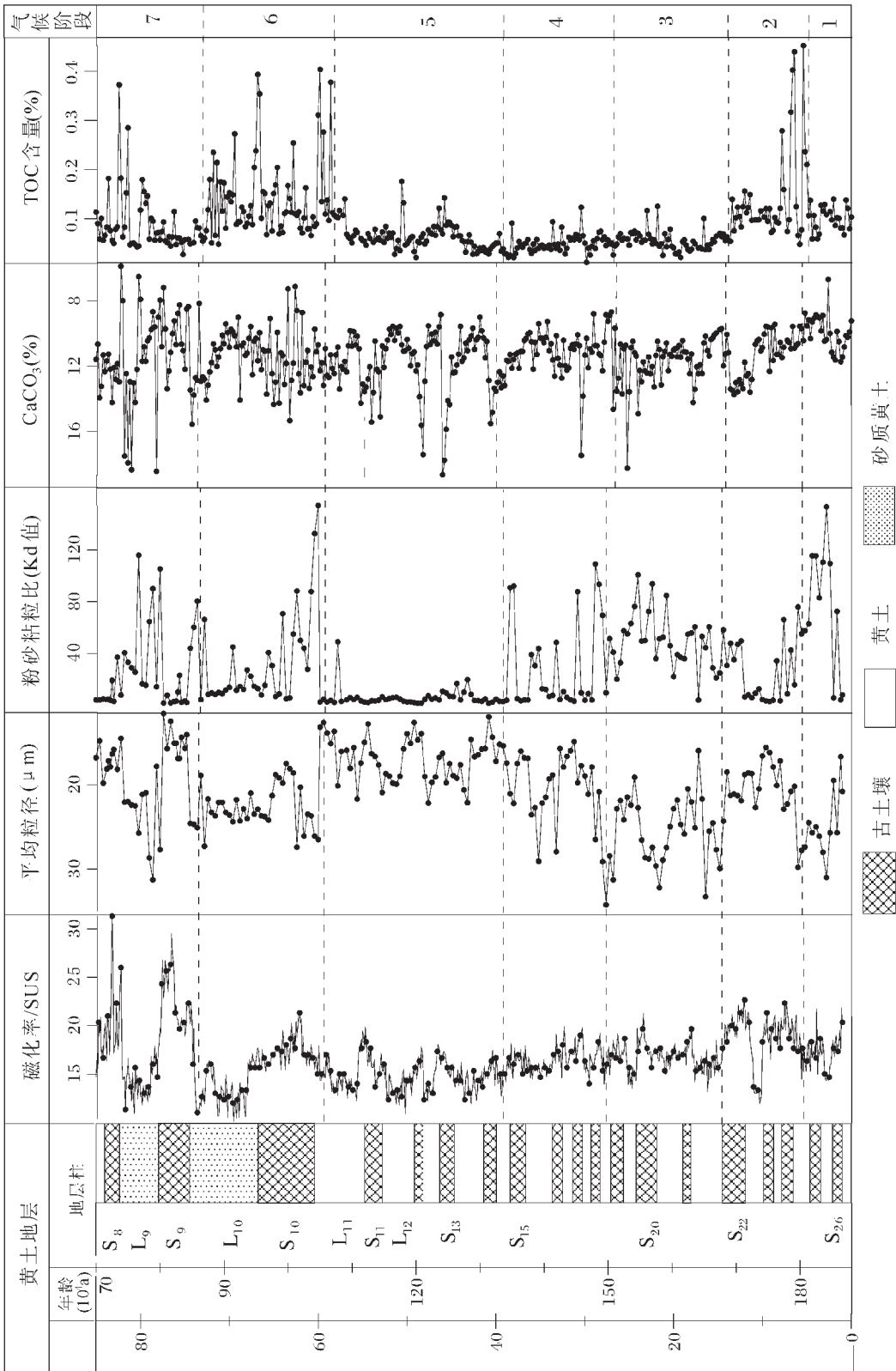


图2 民和黄土综合气候指标柱状对比

Fig. 2 Columns of synthetic climatic indices of the Minhe loess

5 区域对比和讨论

民和黄土的粒度、 CaCO_3 和磁化率的测试分析表明:民和黄土的粒度远高于兰州、洛川、西安等地黄土;其 CaCO_3 含量高于洛川和西安黄土,略小于兰州九洲台黄土,而 TOC 含量则远小于上述地区。

另外,还对民和、西安刘家坡、西峰、洛川等地黄土磁化率及深海氧同位素阶段进行了试探性对比和讨论(图 3)。民和黄土的 S_8 、 S_9 、 S_{10} 古土壤层分别与深海氧同位素 21、23、25 阶段较好地对应,而 L_9 、 L_{10} 、 L_{11} 则分别对应 22、24、26 阶段,但黄土—古土壤磁化率年龄略小于氧同位素年龄。 L_{11} 黄土层以下由于冬夏季风不甚明显,黄土与古土壤差异较小,厚度也较薄,与深海氧同位素的对应关系不是很明显。从民和黄土的磁化率曲线可知,从 1.10 Ma B.P. 开始(L_{11} 黄土层)黄土—古土壤差异明显,厚度增大,冬夏季风对抗性迅速增强。这种

气候变化也在深海沉积物氧同位素曲线上得到较好反映,即从氧同位素的第 25 阶段开始,各阶段的跨度(间隔)开始明显增大,波动幅度也逐渐加大。因此民和黄土 1.10 Ma B.P. 以来的黄土记录与深海记录吻合较好。

从磁化率曲线对比可知(图 3),民和黄土的粉尘堆积速率要比西峰、洛川和西安等地大,在相同时间内,民和黄土的堆积厚度要大于上述 3 个地区,黄土气候记录的分辨率也较上述 3 个地区高。西安、西峰和洛川黄土也记录到 1.10 Ma B.P. 以来的显著气候变化,但效果不如民和黄土。更早新世(1.68~1.82 Ma B.P.)期间的湿润期在上述 4 个地区的黄土中得到反映,但民和与洛川的效果最好。1.68~1.10 Ma B.P. 之间的黄土记录在上述 4 个地区中的可对比性较差,其中西安刘家坡黄土的磁化率波动幅度较大,古土壤发育程度比其他 3 个地区高,指示气候状况要比民和、洛川等地好。

总之,民和黄土与西安、西峰、洛川等地的黄土在明显

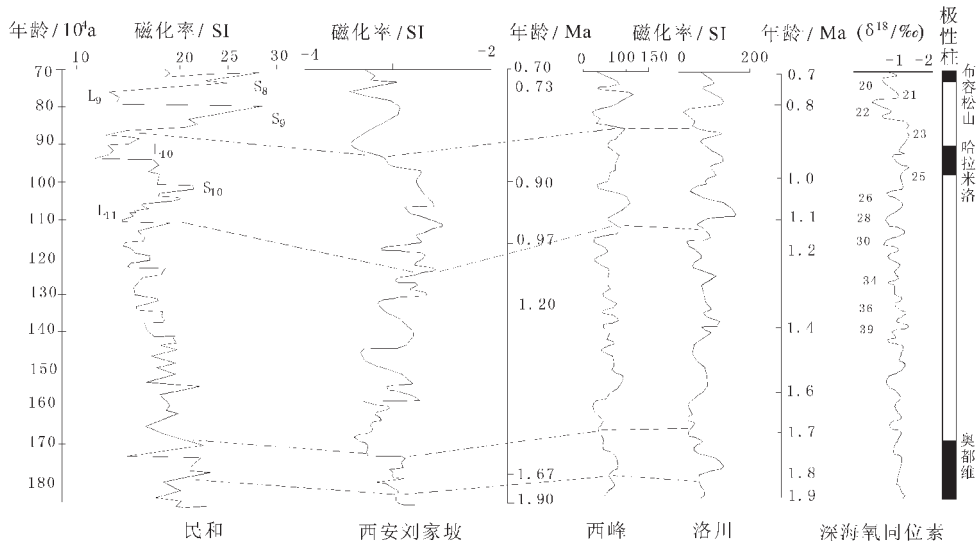


图 3 民和、西安、西峰、洛川等地黄土磁化率与深海氧同位素对比

Fig. 3 Correlation between magnetic susceptibilities of loess at Minhe, Xi'an, Xifeng and Luochuan and deep-sea oxygen isotope records

气候事件上有一定的对比性,且民和黄土有比其他地区更高的气候分辨率。1.10 Ma B.P. 以来的民和黄土记录与深海记录有较好的对比性。

6 与青藏高原阶段性隆升的耦合关系

青藏高原在 25~17 Ma 前的 2 期隆升激发了亚洲季风,替代了先前的行星风系^[9],导致新近纪中期以来我国环境大变化。期间,冬夏季风均偏弱,气温年均差仍较小,属东亚季风系统的初显期^[9]。3.4 Ma 以来高原整体快速隆升,粉尘堆积速率突然加大,东亚冬、夏季风同时快速增强。2.5 Ma B.P. 后青藏高原隆升至 1500~2000 m, 已达到第一水汽凝结高度并进入

第一极大降水带,潜热释放导致高原夏季热源作用明显,南亚高压加强。同时 2.5 Ma B.P. 后 1500~2000 m 的青藏高原虽不及它现在一半的高度,但造成了强度较低的西伯利亚和蒙古高压形成,出现冬季风偏弱夏季风稍强的阶段。

1.70 Ma B.P. 前后的青藏运动 C 幕使青藏高原隆升至 2000~2500 m^[9],再次增强对季风的影响,夏季风携带的湿润气流再次深入高原。1.68~1.80 Ma B.P. 是早更新世最湿润的时期,民和黄土 S_{23} — S_{24} 段的黄土—古土壤出现磁化率值高、粘土和 TOC 含量也较高的湿润气候。这时期分散的湖泊贯穿成黄河,由此开始了青藏高原及外围地区大型水系发育的历史。

1.10 Ma B.P.前后开始的“昆黄运动”使高原主体又发生一次大面积抬升^[7~8],高原由此上升到第二临界高度 3 000 m 左右并开始进入第二极大降水带。山地第二极大降水带释放的潜热进一步增强高原夏季热源作用,较大高度的青藏高原冬季一方面加强蒙古高压,另一方面通过积雪增强本身的冬季冷源作用,形成青藏冷高压。冬夏季风得以增强,冬夏季风的对抗性也开始增强,气候向两极分化。民和黄土从 L₁₁ 黄土层开始,黄土—古土壤的厚度与岩性差异逐渐增大,古土壤发育趋于明显。由于夏季风的增强所带来的降水使得 L₁₁ 黄土层粘土含量较高,气候相对较湿润。

0.8 Ma B.P.前后青藏高原进入冰冻圈^[9],高原大部分地区超过 3 000 m,已进入第二极大降水带。极大降水带释放的潜热使南亚高压得到充分加强,高原冬季风大面积积雪和更大的高度也使蒙古高压、青藏冷高压获得大发展,东亚冬夏季风强度迅速增强。民和黄土从 S₉ 古土壤层向上,磁化率波动幅度变大,黄土粒度较粗而古土壤较细,古土壤结构更明显,颜色较深,黄土—古土壤差异进一步明显。

参加野外工作的还有唐小明、黄长生博士和顾延生老师等;粒度分析得到吴丽云老师的帮助;CaCO₃ 测试在兰州大学地理系完成并得到曹继秀教授的指导;TOC 测试由兰州大学地理系曹继秀教授完成,在此一并表示感谢!

参考文献 (References):

- [1] Aver B W, Bascomb C I. Soil survey laboratory methods [J]. Soil Survey Tech. Monog, 1974, (6):83.
- [2] Kukla G, An Z S. Loess stratigraphy in central China [J]. Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology, 1989, 72:203~225.
- [3] Kulka G, Heller F, Liu Xiu Ming, et al. Pleistocene climate in China dated by magnetic susceptibility [J]. Geology, 1988, 16:811~814.
- [4] 安芷生, Porter S C, Chappell J, 等. 最近 130ka 洛川黄土堆积与格陵兰冰芯记录 [J]. 科学通报, 1994, 39(24):2254~2256.

An Zhisheng, Porter S C, Chappell J, et al. Accumulation of the Luochuan loess over the last 130 ka and records of Greenland ice-core

[J]. Chinese Science Bulletin, 1994, 39 (24):2254~2256 (in Chinese).

- [5] 施雅风,李吉均,李炳元,等. 晚新生代青藏高原的隆升与东亚环境变化 [J]. 地理学报, 1999, 54(1):11~19.
- Shi Yafeng, Li Jijun, Li Bingyuan, et al. Uplift of the Qinghai-Tibet Plateau and East Asia environmental changes during the late Cenozoic [J]. Journal of Geographical Sciences 1999, 54(1):10~21 (in Chinese).
- [6] 安芷生,王苏民,吴锡浩,等. 中国黄土高原的风积证明:晚新生代北半球大冰期开始及青藏高原的隆升驱动 [J]. 中国科学(D 辑), 1998, 28(6):481~489.
- An Zhisheng, Wang Shumin, Wu Xihao, et al. Aeolian evidence for the loess plateau of China: commencement of the great ice age in the Northern Hemisphere in the late Cenozoic and forcing of the uplift of the Qinghai-Tibet Plateau [J]. Science in China (Series D), 1998, 28 (6):481~489 (in Chinese).
- [7] 崔之久,伍永秋,刘耕年,等. 关于“昆仑-黄河运动” [J]. 中国科学(D 辑), 1998, 28(1):53~58.
- Cui Zhijiu, Wu Yongqiu, Liu Gengnian, et al. “Kunlun-Yellow River movement” [J]. Science in China (Series D), 1998, 28 (6):481~489 (in Chinese).
- [8] 崔之久,伍永秋,刘耕年. 昆仑-黄河运动的发现及其性质 [J]. 科学通报, 1997, 42(18):1986~1989.
- Cui Zhijiu, Wu Yongqiu, Liu Gengnian. The discovery of the KunLun-Yellow River movement and its nature [J]. Chinese Science Bulletin, 1997, 42 (18):1986~1989 (in Chinese).
- [9] 施雅风,郑本兴. 青藏高原进入冰冻圈的时代、高度及其对周围地区的影响 [A]. 见:青藏高原专家委员会编. 青藏高原形成演化、环境变迁与生态系统研究学术论文年刊(攀登丛书) [C]. 北京:科学出版社, 1995.136~144.
- Shi Yafeng, Zheng Benxing. Age and height of the Qinghai-Tibet Plateau coming into the cryosphere and its influences on the surrounding areas [A]. In: Committee of Experts in the Qinghai-Tibet Plateau (ed.), Annual Review of Academic Papers about the Formation, Environmental Changes and Ecosystem of the Qinghai-Tibet Plateau [C]. Beijing: Science Press, 1995, 136~144 (in Chinese).

Climatic evolution of loess on the northeastern margin of the Qinghai–Tibet Plateau and its coupling with plateau uplift

XIE Yuan-yun^{1,2}, LI Chang'an¹, CHANG Xu-qiang², ZHOU Jia³

(1. Faculty of Earth Sciences, China University of Geosciences, Wuhan 430074, Hubei, China;

2. Geography Department, Harbin Normal University, Harbin 150080, Heilongjiang, China;

3. Changchun Graduate School of Geography, Chinese Academy of Sciences, Changchun 130040, Jilin, China)

Abstract: An integrated analysis has been performed of the climatic carriers such as magnetic susceptibility, grain-size, CaCO₃ and TOC in the Minhe loess on the northeast margin of the Qinghai–Tibet Plateau. The time interval of 1.90 to 0.70 Ma BP for the loess on the northeast edge of the Qinghai–Tibet Plateau can be subdivided into seven climatic stages. Climatic analysis of the Minhe loess shows the following: before 1.10 Ma BP (layer L₁₁ of the Minhe loess), the climatic difference was small and the winter monsoon and summer monsoon were not strong, with only weak antagonism, and loess and paleosol were less developed and relatively thin; by contrast, after 1.10 Ma BP, the antagonism between the winter monsoon and summer monsoon was enhanced rapidly, and the climatic difference became pronounced. A comparison between the isotope records of the Minhe loess and other areas and the oxygen–isotope records of deep–sea sediments indicates that paleosol layers S₈, S₉ and S₁₀ of the Minhe loess correspond separately to deep–sea oxygen stages 21 and 23 and 25 better, while loess layers L₉ and L₁₀ and L₁₁ are separately coincident with stages 22 and 24 and 26. The correlation between loess records below loess layer L₁₁ and deep–sea oxygen–isotope records is not very pronounced. In addition, the high–resolution climatic records of the Minhe loess are well coupled with the staged uplift of the Qinghai–Tibet Plateau.

Key words: Qinghai–Tibet Plateau; Minhe loess; climatic carriers; oxygen–isotope record of deep–sea sediments