

文章编号: 1000-694X (2000) 02-0171-07

末次冰期- 间冰期蒙古高原与黄土高原对全球变化的重要贡献*

冯兆东^{1,2}, 陈发虎¹, 张虎才¹, 马玉贞¹

(1. 兰州大学 资源环境学院, 甘肃 兰州 730000; 2. Department of Earth and Environmental Studies, Montclair State University, New Jersey, U. S A)

摘要: 地球环境- 气候系统的长周期变化是随日- 地相对位置的周期性变化而变化的。但是仍有 15% ~ 20% 的长周期变化没有得到解释。至于中短周期变化的机制, 目前的解释仍然是众说纷纭。与北美冰盖动力相关的北大西洋洋面温度一直被认为是这些中短周期变化的调控仪。然而, 赤道太平洋的长周期厄尔尼诺波动被表明是更为有效的调控仪。由于海洋研究的优势地位, 陆地的相关研究近 20~ 30 a 来没有得到足够的重视。实际上, 陆地下垫面控制的反射率的变化可能更有效地改变地球表面的能量平衡, 从而导致全球性的变化。中亚的干旱、半干旱区范围的时空变化及其对大气粉尘的贡献很可能在中短周期的全球变化中起着举足轻重的作用, 因为该区的南界和北界的变幅可达 300~ 500 km。更为重要的是, 作为地球上最有效的向大气输送粉尘的源区, 蒙古高原和黄土高原可能很大程度地调控着大气中的 CO₂ 含量, 因此全球的温度也受到了调控。这个思路的逻辑是: 干旱、半干旱区向大气输送含铁粉尘, 此粉尘沉积于海洋, 这些含铁粉尘控制着浅海的铁化肥供给。铁化肥的供给又控制着浅水中的固氮过程。固氮过程又控制着浅海的植物生产量。植物生产量通过储存碳和沉积碳(碳酸钙)来控制大气中的 CO₂。

关键词: 干旱区; 东亚; 中亚; 第四纪; 全球变化

中图分类号: P467 **文献标识码:** A

1 全球变化研究及其意义

1939—1975 年北半球的持续降温 0.6℃, 加上 70 年代初的几个多雪的北美严冬, 再加上米兰科维奇气候变化理论的重新确立, “冰期来临”成了 70 年代末的头版新闻。于是, “全球变冷”一书(The Cooling)便问世了^[1]。大约 10 a 以后, 几个干热的北美夏天, 加上科学家们对大气模拟技术及结果的过分热心, CO₂ 增加导致的“全球变暖”又成了世界最引人注目的新闻。虽然之后的 10 a (1988—1998) 全球气温仍呈上升趋势, 但“全球变暖”的倡导者们的信心却日益下降。1988 年曾在美国国会为“全球变暖”作过证的汉森^[2]成了气候系统无序性理论的倡导者。联合国气候变化报告也在不断地改变口气。例如, 1990 年的报告称: 人为的 CO₂ 增加所导致的全球变暖已得到了广泛的认可, 而 1996 年的报告则显得十分含糊其词^[3]。也许, 人类所导致的大气 CO₂ 增加真得使全球在变暖, 但目前所有的证据仍不具有强

有力的说服力。问题的关键是我们对“地球环境- 气候系统”的认识仍显得十分不足。例如, 从冰岩芯资料可知, CO₂ 与温度的因果关系不是确定的。尽管 CO₂ 的温室效应是无疑的, 但空气中水蒸气的温室效应更为重要。遗憾的是我们对水蒸气的温室效应的时空规律的理解是十分肤浅的^[4]。

科学家对“地球环境- 气候系统”演变规律的系统认识被誉为为本世纪地球科学的两个巨大的突破之一(另一为板块构造)。这个突破来自大量的深海和冰芯钻孔资料, 不少陆地序列(如中国的黄土)使这个突破更有份量。这个突破的重点之一是米兰科维奇天文理论的确立。也就是说“地球环境- 气候系统”的长期变化随日- 地相对位置的变化而变化。然而, 即使是长周期的变化, 仍有 15% ~ 20% 的变化没有得到解释。至于中短周期的变化规律和机制, 目前仍是众说纷纭。例如, 千年—百年周期的突变气候事件的证据广泛分布在北大西洋及周围地区, 最近有不少来自其它地区的报导附和北大西洋的证据。

* 收稿日期: 1999-01-20; 改回日期: 1999-03-25

作者简介: 冯兆东(1955—), 男(汉族), 甘肃定西人, 教授, 长江学者, 主要从事自然资源与环境研究。

于是,这些突变气候事件被称为全球事件,或至少是北半球事件。究其原因,“北大西洋中心论”自然居首。该理论称,北美大冰盖在哈德逊湾不时地跃动性地向北大西洋倾泻冰山,北大西洋洋面温度因此而下降。结果,至少北半球的大气环流系统被深刻地影响^[4]。正如史大可^[5]指出,“北大西洋中心论”的统治地位很可能是由于:第一批研究古气候的学者都住在北大西洋周围。最近,凯恩宣称,可能的千年周期的厄尔尼诺波动可能产生比北大西洋洋面温度波动多3~5倍的能量,而这些能量可能更有效地通过ENSO很快地传至全球或北半球^[6]。不过,凯恩坦承,“赤道太平洋中心论”与“北大西洋中心论”一样漏洞百出。有一点值得一提,凯恩的模拟结果显示,北美大冰盖的进退与厄尔尼诺长周期波动关系甚为密切。那么,北美大冰盖是否起着赤道太平洋和北大西洋之间物质及能量交换的桥梁作用?也就是说,也许赤道太平洋控制着北美大冰盖的动力状态,而冰盖的动力状态控制着北大西洋洋面的温度,而整个北半球可能受二者(赤道太平洋和北大西洋)的影响。

海洋中层水和深层水的环流确实像以前猜测的那样,十分迟钝地反映着地球表层能量的变化,而海洋的表层与大气十分紧密地耦合在一起,并以惊人的敏感反映着地球表面的能量变化^[7]。虽然科学家们早已认识到了陆地与大气的密切耦合及其对地球表面能量变化的敏感反应^[8],但最近20~30a陆地得到科学家的注意力是很有限的。即使是那些深入的小尺度的(多 $< 100 \text{ km}^2$)研究成果也没有及时地被大尺度的气候模拟所采用,因为小尺度的动力规律多不适用大尺度的动力规律^[9,10]。不过值得一提的是,近10a来,遥感手段被有效地用于观测陆地-大气耦合系统,并已开始揭示了一些规律^[11]。由上述可见,就像要理解过去的气候行为首先需要理解现代的气候行为一样,要理解将来的气候行为首先需要理解过去的气候行为^[12]。

2 蒙古高原和黄土高原对全球变化的贡献

仪器记录到的最大的火山爆发(Tambora)使得新英格兰地区没有了1816年的夏天。该年6月份的平均温度比相应的多年平均值低3.5。规模小得多的菲律宾(Pinatubo)火山爆发使1992年北半球

气温下降了0.2~0.4^[13]。欧亚大陆北部的雪盖厚度及历时极大地控制了西伯利亚-蒙古高压的强度及其与太平洋的能量交换^[7]。青藏高原及其雪盖直接与太平洋气团、印度洋气团及西伯利亚-蒙古气团相互作用,使东亚季风气候形势更为复杂^[7,14,15]。海洋-大气的耦合会很有效很敏感地传递能量,但大规模的能量平衡是比较稳定的。可是,陆地表面的易变性会更有效地改变大规模的能量平衡。在厄尔尼诺盛期(El Niño)东太平洋发生能量过剩,而西太平洋发生等值的能量亏损。在反厄尔尼诺盛期(La Niña)能量的过剩发生在西太平洋,而能量的亏损发生在东太平洋^[16,17]。再如,北美大冰盖向北大西洋倾泻冰山使得北大西洋洋面温度下降也只是能量的时空位移,早期储存于冰盖的负潜热以后释放于北大西洋。换句话说,降雪过程从大气吸收的负潜热在冰山融化过程中又归还于大气。相反,对气候反应敏感的陆地表面对能量平衡的控制是终极的。例如,1993—1994年冬天北美大范围长时期的雪盖使该冬天异常的寒冷,使1994年的春天迟来了近1个月,使加拿大北部的春温下降了2以上(Robinson等,1999,未发表的资料)。由雪盖剧烈增大导致的能量亏损是终极的,因为反射回空间的能量再也不会回来。我们可以想象,欧亚大陆地面反射率的改变一定会“终极”地改变地球表面的能量平衡^[18]。

2.1 中东亚干旱、半干旱区的范围及反射率

半个世纪前,科学家曾猜测,全球的冰期-间冰期循环是由地球的反馈作用引起的。即,当温度上升时,更多的水汽输入高纬度变为冰川;冰川的扩展增加了反射率,使地球进入冷期,冷期的高反射率及高纬冰川的缺乏补给使得冷期告终。虽然这个反馈理论确实夸大了事实,但这种反馈作用无疑是存在的^[19]。最近,科学家提出,随着冰期的来临,干旱、半干旱区范围扩大,更多的粉尘被送入大气,由此而引起的全球降温可达2~3之多^[20-24],全球降温使高纬地区冰川扩展。然而也许正是由于大气粉尘的增加,高纬地区冰川表面的反射率为降尘所减低,冰川很可能由此而退缩,冰期也可能由此而结束^[25]。虽然,大气粉尘的“温室效应”或“冷室效应”取决于下垫面的植被及粉尘大气层的高度和纬度位置^[26,27],但大气粉尘源地(干旱、半干旱区)及其上空的大气粉尘的合作反射作用(即致冷作用)是无疑

的^[28, 29]。另外, 太平洋海底的粉尘堆积序列一直是理解全球晚新生代干旱气候动力的最重要证据^[23]。然而, 这些证据的解释是具有二重性和很大的不可靠性的。例如, 这些粉尘堆积的粒径被解释为风力强度的指标, 粉尘量被解释为干旱、半干旱区范围的指标^[30]。粉尘量就一定是干旱、半干旱区范围的指标而与风力强度无关吗? 显然, 如果我们可以独立地确定源区的范围, 太平洋海底的粉尘堆积才可以被确定地解释, “地球环境- 气候系统”的控制机制和反馈机制有可能被更深刻地揭示。更重要的是, 我们想理解干旱、半干旱区的时空动态, 以便进一步理解粉尘源区是如何反应和反映全球变化的控制因素的, 又是如何反馈和贡献于全球变化的。陆地表面的植被及其相关的反射率的时空动态一直是科学家十分关心的古气候研究课题, 因为它们是最重要的“地球环境- 气候系统”的边界条件和最敏感的反应^[19, 28, 29, 31, 32]。另外, 中东亚季风区的干冷- 湿热的冰期- 间冰期传统模式也正在受到挑战^[33, 34]。我们必须回答的问题是: 东亚冬季风和夏季风是同步地反应于同一机制呢? 还是反应于不同的机制而异步地变化呢? 换句话说, 我们必须理解世界上最重要的大气粉尘贡献区——蒙古高原和黄土高原的北界(冬季风控制)和南界(夏季风控制)是同步变化的还是异步变化的。有 3 种可能性: 此粉尘贡献区的北界和南界同时扩展和收缩; 整个贡献区北移(北扩南缩)或南移(北缩南扩); 北界和南界的扩展和收缩没有时间上的相关性。

如果把森林草原的南缘(沿 550 mm 降水等直线)作为现代粉尘贡献区南界, 该南界始于甘肃的临夏, 穿过西安, 止于北京。在末次冰期- 间冰期中, 这个南界是如何变化的呢? 几乎所有的有关植被重建的研究都集中于末次冰盛期与全新世的最佳期的比较上^[35~ 40]。上述文献表明, 冰盛期大气粉尘贡献区的南界(即森林草原的南缘)在中国东部向南扩展了 4~ 5 个纬度(300~ 400 km), 此南界在黄土高原西部只向南扩展了 1~ 2 个纬度(150 km 左右)。在气候大陆度增加的末次冰盛期, 此南界在黄土高原西部为何扩展的十分有限? 或者, 黄土高原西部的孢粉资料受到了山地垂直带植被孢粉的“污染”? 至于高分辨率的末次冰期- 间冰期大气粉尘区南界的时间序列重建, 目前已有的孢粉资料点及采样的密度都不能满足需要。但是, 已有孢粉资料与其它指标(粒

度、磁化率)的相关性也许使这个高分辨率的重建不是一件很难的事。我们已经知道, 在末次间冰期时这个南界的南扩发生于深海氧同位素阶段的 5a、5c、5e, 北缩发生于阶段的 5b 和 5d。在末次冰期时这个南界曾北缩了至少 3 次(47 ka、41 ka 及 27 ka)。我们认为, 两次暗针叶林占优势的时期(73~ 60 ka 和 27~ 19 ka)极可能是末次冰期中该大气粉尘贡献区的南界向北退缩最剧烈的两个时期^[41]。此南界的最大南扩可能发生在 60~ 50 ka 之间^[41]。这两个时期可能也是戈壁沙漠剧烈南侵的时期^[38]。

关于此大气粉尘贡献区的北界(位于蒙古共和国), 在西方文献和中文文献中找不到任何有关的资料。零星的俄文资料^[42]已注意到了植被的大幅度更替。现为森林草原环境的蒙古北部曾经多次为活动沙丘所占据^[43]。我们不知道北方针叶林环境是否受到过沙丘的入侵。仅森林草原的北撤就使该大气粉尘贡献区向北扩展了 200~ 300 km。我们目前还不能重建详细的该粉尘贡献区北界的时间序列, 但我们知道, 过去 5 ka 左右该北界向南剧烈地退缩了至少 8 次^[41, 43]: 34 400 a B. P.、30 700 a B. P.、28 900 a B. P.、24 500 a B. P.、15 100 a B. P.、13 000 a B. P.、8 300 a B. P.、4 100 a B. P. 前。

2.2 中东亚干旱、半干旱区的粉尘及大气 CO₂

除去城市热岛效应外, 北半球气温在过去 100 a 间上升了约 0.5 °C。该上升趋势在最近 10 a 有所加快。根据“温室效应”理论和气候模拟, 工业革命以来人类加于大气的 CO₂ 被认为是该 0.5 °C 气温上升的导因。然而, 问题远没有解决。第一, 如前所述, 气候模拟结果不能作为科学事实, 因为未知因子仍然很多。第二, 过去 100 a 气温上升与大气中 CO₂ 增加的线性相关系数并不高。第三, 被认为指示工业革命以来(自 1840 年以来)的一些地区的海平面上升也被追溯到 260 a 以前。第四, 近 20 a 来人造卫星观测的大气对流层顶部的升温也被确认为人造卫星飞行高度不断降低的结果。第五, 地质资料告诉我们, 0.5 °C 的短期气候波动是司空见惯的。第六, 没有理由怀疑, 该 0.5 °C 的升温只是小冰期(1 600—1 900 AD)结束后的自然升温^[27]。第七, 太阳风控制的星际磁流强度影响着地球对太阳能的吸引量, 甚至影响着地球的云量。最近的研究表明, 此磁流强度自 1901 年以来一直在上升。这一上升被猜测与过去 100 a

的“全球变暖”有密切的关系^[44]。最重要的是,冰芯资料表明,过去 250 ka 来 CO_2 和温度的因果关系是不确定的。例如,有时 CO_2 的变化先于温度的变化,但有时温度的变化先于 CO_2 的变化^[45]。问题的关键是我们对 CO_2 的循环理解得十分有限。 CO_2 可能被十分有效地储存于陆地上繁茂的植被中及相关土壤的有机层和 A 层。有效的植物和土壤有机碳分解会很迅速地释放 CO_2 于大气^[11,46]。可是,当我们把注意力集中在大气或陆地上时,我们似乎忘掉了海洋。海洋的广度和深度以及海水的能量和物质的移动能力使得海洋成为最有效的 CO_2 的载体和转变场所,因为海洋的动植物的生存量是远大于陆地的^[13]。我们这里介绍一下最近引起“轰动”的一个思路(1998 年真锅-M anabe 退休庆祝学术会)。通过对格陵兰冰芯和南极冰芯气候记录的高分辨比较,许多从前提出的用以解释大气 CO_2 变化的假说被否定了。被否定了的假说包括:全球冰量控制着海平面,海平面控制着浅水的生长量,浅水的生长量控制着 CO_2 变化^[47];高纬度深层海水与低纬深层海水的混和的有效性以及这些深层水形成的深度使得植物的营养成分重新分配。而浅水植物的光合作用的有效性受控于营养成分的重新分配,因此,这些营养成分的重新分配过程控制着大气 CO_2 的变化^[48,49]。一个十分吸引人的思路便是:大气中的 CO_2 变化受控于中低纬海洋浅水的植物生产量,而这个生产量又受控于浅水中固氮过程的有效性。固氮过程的有效性又依赖于铁化肥的有效供给^[50]。而铁化肥的供给取决于陆源粉尘的供应^[51]。简而言之,冰期时的陆源粉尘供给增加了中低纬海洋浅水的植物生产量,有效的植物生产量将 CO_2 储存于植物体中或沉积于碳酸钙中,因而大气中的 CO_2 下降了。这个理论的逻辑是如此之吸引人,以至于有人已经在谈论:向海洋投放铁屑以阻止人为的 CO_2 上升。如果这个理论经得起考验,作为地球上最有效的向大气输送粉尘的源区——蒙古高原和黄土高原——将无疑成为全球变化的核心之一。

3 讨论

3.1 冬季风和夏季风的关系

在黄土高原的西部,温暖的末次间冰期结束后,气候为湿凉(73~ 60 ka),继之是干冷(60~ 50 ka)。

在经历了氧同位素阶段 3(50~ 27 ka)的湿暖之后,气候又进入了湿凉时期(27~ 19 ka),最后才进入了末次冰盛期(19~ 10 ka)。我们认为,湿凉期是冬季风和夏季风不同步的反映^[41]。即,对辐射平衡及冰盖范围反应灵敏的冬季风主导了黄土高原之后,具有巨大潜热储存的低纬海洋继续维持着强劲的夏季风。结果,黄土高原的气候为凉而湿。青藏高原的冰芯记录显示了千年尺度的温度和降水的大约 200 a 左右的位移,可能也反映了冬季风的敏感和夏季风的滞后。百年尺度的 20~ 30 a 左右的温度与降水的位移也可能反映了短周期的夏季风的滞后^[52]。

3.2 蒙古高原与黄土高原的耦合关系

80 年代的几场仪器和卫星观察到的风暴事件使科学家们对黄土的西部贡献(塔里木盆地)及西风带的重要性过分地重视了。刘东生等^[53]关于蒙古高原和黄土高原的风系耦合关系的讨论也许更为可信。张小曳等^[24]进一步论证了这个耦合关系。他们认为,间冰期时黄土高原的风尘多来自西部,而冰期时多来自北部(即戈壁沙漠)。冯兆东等^[54~ 56]进一步向北扩展了张小曳等的工作。他们的研究表明,蒙古高原的非沙丘区的物理和化学风化一直是十分有效的。但第四纪沉积物几乎被风蚀殆尽。地表风化良好的较厚土壤层也只是最近 10 ka 以来的产物。这层土壤的 A 层(0.4~ 1 m 厚)的粉砂含量较高(15%~ 30%),磁化率较高,有机质含量也较高。Bk 层(1~ 2 m 厚)的粉砂含量也不低(10%~ 40%),碳酸钙含量很高(15%~ 35%)。当下次冰期来临时,现代间冰期的蒙古高原中部和北部已为中国的黄土高原准备好了粉砂和碳酸钙。可以想象,过去的间冰期也是为过去的冰期如此地准备了粉砂和碳酸钙的。

3.3 与青藏高原的关系

如果青藏高原没有发生过末次冰期冰盖的话^[56],那么该高原面上是什么覆盖?以漫长的季节积雪为主还是以高山苔原为主?或者干脆是高原沙漠?今日的青藏高原的植被状态可以归为包括蒙古高原和黄土高原的干旱、半干旱区。我们的问题是:末次冰期-间冰期中,青藏高原的反射率与蒙古高原和黄土高原同步变化吗?青藏高原对大气粉尘的贡献的时空变化又如何?青藏高原下垫面的变化又是如何影响东亚季风的^[57,58]。

3.4 末次间冰期古土壤的发育历时和气候的关系

许多高分辨率的关于末次间冰期季风气候重建的文章已经发表了。但是, 有一个十分重要的问题似乎被忽视了。即, 黄土中末次间冰期古土壤(S1)的年代问题。实际上, 在暖湿的间冰期, 粉尘的堆积是从黄土高原西北部向东南部尖灭的, 而土壤发育的强度及影响的深度是从西北部向东南部递增的。结果, 越向黄土高原的东南方向, 末次间冰期的粉尘堆积越薄, 发育越来越强烈的间冰期土壤(S1)只能越来越深地向下侵入到末次间冰期之前沉积的粉尘中(L2)。所以, 末次间冰期中的3个主要土壤层(对应于5a、5c、5e)在黄土高原的东南部被全部融合在一起了, 即3次土壤事件重复地发生在一个剖面中, 此3个土壤层(S1S1、S1S2、S1S3)的可分性由部分融合到彻底不融合。到了黄土高原的西北部, 不仅该3层土壤层得到了完全保留, 而且相间的两层黄土层(SIL1和SIL2)也保存无遗。于是一个黄土与土壤互层的完整序列得以保存。由此可见, 越向黄土高原的东南部, 末次间冰期土壤母质(粉尘)的年龄会越老。越向西北部, S1的发育越可能与其母质(粉尘)的堆积具有同时性(末次间冰期)。

参考文献:

- [1] Ponte L. The Cooling[M]. Prentice Hall, NJ, 1979.
- [2] Hansen J, Fung I, Lacis A, *et al*. Prediction of near-term climate evolution: what can we tell decision makers now? [Z]. U. S. Congress Document Government Institute, In, Washington, DC, 1988, 35—47.
- [3] Singer S F. Human contribution to climate change remains questionable[J]. AGU EOS, 1999, 80(16): 183—187.
- [4] Broecker W S. Future directions of paleoclimate research[J]. Quaternary Science Reviews, 1997, 16: 821—825.
- [5] Stocker T F. The seesaw effect[J]. Science, 1998, 288: 61—62.
- [6] Cane M A. A role for the Tropical Pacific[J]. Science, 1998, 282: 59—61.
- [7] Allan R, Lindsay J, Parker D. El Niño - Southern Oscillation and Climatic Variability[Z]. CSIRO Australia, 1996.
- [8] Nilsson T. The Pleistocene: Geology and Life in Quaternary Ice Age[M]. London: Ferdinand Enk Verlag Stuttgart, 1983.
- [9] Root T L, Schneider S H. Ecology and climate: research strategies and implications[J]. Science, 1995, 269: 334—341.
- [10] Pitman A J. Simulating heterogeneous vegetation in climate models[A]. J. D. Kalma and M. Sivapalan. Scale Issues in Hydrological Modeling[C]. NY: John Wiley and Sons, 1995, 475—483.
- [11] U. S. NSF. Our Changing Planet[A]. The FY 1998 U. S. Global Change Research Program [C]. A Supplement to the President's FY 1998 Budget. NSF Printed 1998.
- [12] Duplessy J C, Overpeck J. The PAGES/CLIVAR Intersection[R]. Report of a joint IGBP- WCRP Workshop (Venice, Italy). 1994.
- [13] Skinner B J, Porter S C, Botkin D B. The Blue Planet[M]. NY: John Wiley and Sons, 1999.
- [14] Overpeck J, Anderson D, Trumbore S, *et al*. The southwest Indian Monsoon over the last 18 000 years[J]. Climate Dynamics, 1996, 12: 213—225.
- [15] Overpeck J, Liu K B, Tang L Y, *et al*. Climate coupling of the North Atlantic, Eurasia and Asian Monsoon over the last 18,000 years[J]. AGU EOS Supplement, 1998, 79: 45.
- [16] Clement A, Seager M, Cane M A. Orbital control ENSO and the tropical climate[J]. Paleoceanography, 1999.
- [17] Neelin J D, Laffit M. El Niño dynamics[J]. Physics Today, 1998, 12: 32—36.
- [18] Rind D, Overpeck J. Hypothesized causes of decade- to -century- scale climate variability: climate results[J]. Quaternary Science Reviews, 1993, 12: 357—374.
- [19] Manabe S, Stouffer R J. Climate variability of a coupled ocean-atmosphere-land model: implications for the detection of global warming[J]. Bulletin of the American Meteorological Society, 1997, 78(6): 1177—1185.
- [20] Havey L D D. Climatic impact of ice-age aerosols[J]. Nature, 1988, 384: 333—335.
- [21] Hovan S A, Rea D K, Pisias N G, *et al*. A direct link between the China loess and marine oxygen-18 records: eolian flux to the north pacific[J]. Nature, 1989, 340: 296—298.
- [22] Liu T S, Ding Z L, Chen M Y, *et al*. The global surface energy system and the geological role of wind[J]. Quaternary International, 1989, 2: 43—54.
- [23] Rea D K, Snoeckx H, Joseph L H. Late Cenozoic eolian deposition in the North Pacific: Asian drying, Tibetan uplift, and cooling of the northern hemisphere [J]. Paleoceanography, 1998, 13(3): 215—224.
- [24] Zhang X Y, Arimoto R, An Z S. Dust emission from Chinese desert sources linked to variations in atmospheric circulation [J]. Journal of Geophysical Research, 1997, 102(D23): 28041—28047.
- [25] Monastersky R. A dusty way to break the ice age spell[J]. Science News, 1997, 151: 28.
- [26] Longtin D R, Shettle E R, Hummel J R, *et al*. A desert aerosol model for radiation transfer studies[A]. P. V. Hobbs and M. P. McCormick. Aerosols and Climate [C]. VA: A

- Deepack Publishing, 1988 261—285
- [27] Idso S B. Greenhouse warming or Little Ice Demise: a critical problem for climatology[J]. *Theoretical and Applied Climatology*, 1988, 39: 54—56
- [28] CL MAP M embers. Seasonal reconstruction of the Earth's surface at the Last Glacial Maximum [Z]. *GSA Map and Chart Series*, MC- 36 1981
- [29] Overpeck J. The role and response of continental vegetation in the global climate systems [A]. J. A. Eddy and H. Oeschger. *Global Changes in the Perspective of the Past*[C]. NY: John Wiley and Sons, 1993. 221—237.
- [30] Rea D K. The paleoclimatic record provided by eolian deposition in the deep sea: the geological history of wind[J]. *Reviews of Geophysics*, 1994, 32(2): 159—195
- [31] PACS Science Working Groups. *Pan American Climate Studies*[M]. A Publication of U. S. NOAA. 1998
- [32] Rosenzweig C, Dickinson R. *Climate-Vegetation interactions* [R]. A Publication of U. S. NASA. Report of UCAR - OIES- 2 1986
- [33] Gasse F, Van Campo. A abrupt post- glacial climate events in West Asia and North African monsoon domains[J]. *Earth and Planetary Science Letter*, 1994, 126: 435—456
- [34] Rhodes T E, Other Ten Authors. A late Pleistocene- Holocene lacustrine record from Lake Manas, Zuggar (northern Xinjiang, western China) [J]. *Palaeogeography palaeoclimatology palaeoecology*, 1996, 120: 105—121.
- [35] 安芷生, 吴锡浩, 卢滨涛, 等. 最近两万年中国古环境变迁的初步研究[A]. *黄土·第四纪地质·全球变化(二)*[C]. 北京: 科学出版社, 1990 1—26
- [36] Li J J. China in the Last Glacial[A]. J. J. Li, L. Y. Zhang and Z. D. Feng. *Evolution of Mountain Glaciers and Quaternary Glaciation* [C]. Lanzhou: Lanzhou University Press, Lanzhou, 1984 27—29
- [37] Li J J, Z- D Feng, Tang L Y. Late Quaternary monsoonal patterns in the Loess Plateau of China[J]. *Earth Surface Processes and Landforms*, 1988, 13: 125—135
- [38] Sun X J, Song C Q, Wang F Y, *et al*. Vegetation history of the Loess Plateau of China during the last 100, 000 years based on pollen data[J]. *Quaternary International*, 1997, 37: 25—36
- [39] 唐领余, 冯兆东, 康建成. 青藏高原与黄土毗邻地区晚更新世以来孢粉植物群及沉积环境[J]. *冰川冻土*, 1990, 12(2): 125—129.
- [40] Liu T S, Ding ZL. Chinese Loess and the paleomonsoon[J]. *Annual Reviews of Earth and Planetary Sciences*, 1998, 26: 111—145
- [41] Feng Z- D, Chen F- H, Tang L- Y, *et al*. East Asian Monsoon Variations and Gobi Dynamics during Stages 4 and 3 [J]. *Catena*, 1998, 33: 29—36
- [42] Logatchov N A. Late Cenozoic of Mongolia (Stratigraphy and Paleogeography) [J]. *The Joint Soviet- Mongolia Scientific Research Transaction*, Volume 47. Moscow. 1989
- [43] Feng Z- D. Gobi dynamics in the northern Mongolian Plateau during the past 50, 000 years [A]. E. Derbyshire. *Proceedings of Lessfest' 99*[C]. (Bonn, Germany, March 25 - April 1, 1999). 69—71.
- [44] Lockwood M, Stamper R, And Wild M N. A doubling of the Sun's Coronal magnetic field during the past 100 years[J]. *Nature*, 1999, 399: 437—439
- [45] Dansgaard W, Other Ten. Evidence for general instability of past climate from a 250- kya ice- core record[J]. *Nature*, 1993, 364: 218—220
- [46] Turekian K K. *Global Environmental Change*[M]. Prentice Hall, NJ. 1996
- [47] Sowers T, Bender M. Climate records covering the last deglaciation[J]. *Science*, 1995, 269: 210—214
- [48] Mix A G, Pisias N G, Zahn R, *et al*. Carbon- 13 in Pacific deep and intermediate waters, 0- 370 ka: implications for ocean circulation and Pleistocene CO₂ [J]. *Paleoceanography*, 1991, 6(2): 205—226
- [49] Oppo D W, Fairbanks R G. A Atlantic ocean thermohaline circulation of the last 150, 000 years: relationship to climate and atmospheric CO₂ [J]. *Paleoceanography*, 1990, 5(3): 277—288
- [50] Falkowski P G. Evolution of the nitrogen cycle and its influence on the biological pump in the ocean[J]. *Nature*, 1997, 387: 272—275
- [51] Broecker W S, Henderson GM. The sequence of events surrounding Termination II and their implications for the cause of glacial-interglacial CO₂ change[J]. *Paleoceanography*, 1999
- [52] Feng Z- D, Thompson L G, Mosley- Thompson E, *et al*. Time-space model of climatic change in China during the past 10, 000 years[J]. *Holocene*, 1993, 3: 174—180
- [53] Liu T S, Others. *Loess and Environment*[M]. Beijing: Ocean Press, 1985
- [54] Feng Z- D. Gobi dynamics and magnetic properties of surface soil in the Mongolian Plateau: their implications for interpreting Chinese loess records[J]. *AGU Spring Meeting* (Boston, May 26- 29). *AGU EOS Supplementary S-* 109. 1998
- [55] Feng Z- D, Chen F H. Problems in the magnetic susceptibility as the proxy of the summer monsoon intensity in the Chinese Loess Plateau [A]. A. Bronger, X. M. Fang and W. D. Nettleton. *An International Symposium on Paleosols and Climate Change*[C]. Beijing: Science Press, 1999
- [56] Feng Z- D. Last Glacial snow lines in the Tibet Plateau: evidence against a coalescing icesheet[J]. *GeoJournal*, 1998, 44: 355—362
- [57] Feng Z- D. Late Cenozoic Environmental Reconstruction in the Three Major Plateaus of Central Asia: Tibetan, Loess,

and Mongolian [Z]. NSF Sponsored AGU Workshop on Terrestrial Aspects of Earth System History (April 22- 26, Portland, Oregon). 1996

[58] Feng Z- D. Late Cenozoic environmental change in the Mon-

golian Plateau [A]. D. F. Williams *et al.* Mongolia as a Natural Field Laboratory for Multidisciplinary Research (A Mongolian- American Research Initiative) [C]. Sponsored and Printed by U. S. NSF. 1996

Contribution to Global Change of Mongolian Plateau and Loess Plateau in the Last Glaciation and Interglacial Periods

FENG Zhao-dong^{1,2}, CHEN Fa-hu; ZHANG Hu-cai; MA Yu-zhen

(1. School of Resources and Environment, Lanzhou University, Lanzhou 730000, China; 2. Department of Earth and Environmental Studies, Montclair State University, New Jersey, U. S. A.)

Abstract: It is well known that the long-term variations of the Earth's climate are controlled by the geometric relationships between the Earth and the Sun. However, 15% ~ 20% of the long-term variations remain unexplained. As for the short-term variations, many hypotheses are circulating. Among them, dominant is the North Atlantic related. It states that the short-term variations have been controlled by the variations of the sea-surface temperature in the North Atlantic. Nevertheless, variations of sub-orbital timescale in ENSO of the Tropical Pacific may be more qualified in modulating the global sub-orbital changes. Furthermore, the biggest continent, Eurasia, might have played much more important role than it has been thought. For instance, the changes in both the extent of the arid-semiarid areas and the efficiency of atmospheric dust supply from these areas in the east-central Asia might have been very significant in affecting the albedo and dust supply to the mid-latitude oceans. The albedo controls the temperature and the dust supply modulates the atmospheric CO₂ level through providing the iron fertilization to nitrogen and carbon fixation that consumes atmospheric CO₂.

Key words: arid area; east-central Asia; quaternary; global change