

东亚季风气候的历史与变率

安芷生^① 刘晓东^{①②}

(^①中国科学院地球环境研究所, 西安 710054; ^②中国科学院寒区、旱区环境工程研究所, 兰州 730000.

Email: anzs@loess.llqg.ac.cn)

摘要 东亚季风的变迁可视为太阳辐射条件下, 全球大气、海洋、陆地和冰系统相互作用在东亚地区的表现. 干冷冬季风和暖湿夏季风优势期的相互交替反映了东亚季风的历史. 高分辨率的黄土高原风尘序列研究揭示了东亚季风至少自 7.2 Ma 前开始建立. 青藏高原的脉动对东亚季风变迁有重要影响, 数值模拟实验说明, 高原隆升对东亚冬季风的影响远大于对夏季风的影响. 末次冰期旋回气候记录显示了东亚季风气候千年或更短时间尺度的变率和不稳定性的特征. 北半球高纬冷空气活动、穿越赤道的气流和 ENSO 活动影响着东亚季风气候的变率. 有必要加强高分辨率季风气候记录的年代学和古气候替代性指标的研究, 将东亚季风环境整体系统置于全球变化框架中, 研究各因子相互作用或相互耦合的过程, 以深入认识东亚古季风变迁的规律和变化机制.

关键词 古季风 不稳定性 南北半球对比

东亚季风是全球大气环流的重要组成部分. 在北半球冬季, 聚集在亚洲大陆高纬的冷空气在陆地高压系统的引导下, 沿青藏高原东侧不断南下, 从而形成世界上最强大的冬季风, 它可抵达南海热带地区, 甚至穿越赤道进入南半球; 而在北半球夏季, 源于热带海洋的暖湿气流随全球行星尺度环流系统由冬至夏季节性北移而北上, 并在东亚东高西低的气压梯度驱动下一直向北可伸至中蒙边界附近, 从而形成世界上纬度最高的偏南夏季风, 为这一地区提供了必不可少的季风降水. 东亚季风不仅对季节分明(夏季高温多雨, 冬季寒冷干燥)的中国气候具有深刻的影响^[1~3], 而且是全球气候系统中的重要分量^[4~6].

中国第四纪地质学家的研究表明, 东亚季风变迁与地质时期中国的环境演化存在着密切的联系. 80 年代中期许多人已经注意到古季风研究的重要性及其对黄土堆积的影响^[7, 8], 但直到 80 年代末、90 年代初, 人们通过记录东亚季风气候变迁的中国中部黄土-古土壤序列地质、生物证据的系统研究, 才明确指出黄土是偏北冬季风搬运的粉尘堆积, 而与其相间的古土壤则与携带水分的偏南夏季风休戚相关, 并且认识到东亚古季风变迁是控制东亚环境演化主要和直接的驱动力^[9~11]. 特别是通过对最近 20 和 130 ka 黄土等多种类型季风气候记录的研究, 揭示了不同时段东亚季风气候变迁的框架和机制, 进而提出了东亚环境季风控制的假说^[12~14], 从而推动了东亚古季风研究的深入^[15~26]和过去全球变化研究的发展.

当前东亚古季风和古环境的研究在时间上向两个方向发展, 一是强调末次冰期旋回、末次冰消期、全新世和最近 2 ka 高分辨率古季风记录, 例如通过黄土、湖泊、古海洋、树轮、冰芯、洞穴堆积以及历史文献等的研究, 探讨东亚季风气候尤其是冬季风气候的不稳定性特征及其可能机制^[27~35]; 另一方面, 从最近约 7 Ma 以来黄土高原风尘堆积序列^[36, 37]中, 提取近代东亚季风的起源与演变过程的信息, 探索东亚季风变迁与全球冰量和青藏高原隆升的关系^[38], 并开始注意东亚季风和青藏高原隆升对全球的贡献. 在研究的空间上, 已从内陆黄土高原向中国南部边缘海和西太平洋暖池的古气候记录扩展, 揭示了最近 130 ka 东亚夏季风锋面移动和全新世适宜期的穿时性^[39, 40], 从而进一步认识到只有在全球变化框架之中研究东亚季

风对全球气候系统各要素整体行为的响应,才能全面理解东亚季风气候变迁的规律和机制. 本文将对东亚季风气候的历史和变率及其可能机制的最新研究进展作一综合评述.

1 东亚季风气候的历史

黄土高原风成沉积是东亚季风演化历史的良好记录. 中国黄土分布面积达 500 000 km², 沉积厚度约 150~300 m. 根据最近 2.5 Ma 中国中部黄土高原完整连续的第四纪黄土-古土壤序列地质、生物证据^[41, 42]的分析论证表明,黄土是干冷的偏北冬季风搬运的粉尘堆积,黄土的粒度、粉尘通量、碎屑石英粒度等可作为冬季风气候的代用指标^[10, 23, 43];与其相间的古土壤则与来自大洋暖湿的偏南夏季风密切相关,其磁化率值、有机质含量、稳定碳同位素比值、¹⁰Be 含量、化学风化指数、碳酸盐含量等可作为夏季风气候的替代指标^[11, 44~46]. 因此,中国黄土古土壤序列完整地记录了最近 2.50 Ma 东亚季风气候的变迁,即冬季风优势期和夏季风优势期相互交替的历史,可视为全球古气候旋回在东亚地区的表现^[9, 15].

黄土高原黄土-古土壤序列下伏的红粘土是一种红黄色黄土和红色古土壤相间所构成的沉积序列. 由于这一序列中含有三趾马(*Hiparion* sp.)动物群,人们统称为上新世的三趾马红土^[47]. 最近的工作表明红粘土是风成的^[13, 48~50]. 根据红粘土中大量出现的土壤钙结核层,可以认为其同样为季节分明的季风气候产物^[13]. 红粘土的分布范围大致与早更新世午城黄土分布一致. 红粘土中含有大量的草原类型哺乳动物化石和旱生蜗牛化石^[51],红粘土序列中红黄土和古土壤的质地较均一,红粘土的化学成分^[49]、岩石磁学性质^[48, 52]及粒度组成类似上覆的黄土和古土壤,它以粉砂粒级(5~50 μm)为主(见表 1),但颗粒较细. 红粘土的粒度分布曲线皆呈正态或近似正态分布,分选程度高,进一步确认了红粘土的风成成因. 红粘土与黄土和古土壤在磁性矿物(均以磁铁矿、赤铁矿和磁赤铁矿为主)和磁学性质上并无本质区别,成壤较好的红粘土磁化率较高,因此红粘土的磁化率与黄土一样可视为夏季风气候的替代性指标(刘锈铭,私人通讯)^[13, 35, 38].

表 1 洛川、灵台和西峰的黄土-古土壤-红粘土的粒度组成对比^{a)}

剖面		平均粒径/ ϕ	$>0.05\ \mu\text{m} / \%$	$0.05\sim0.005\ \mu\text{m} / \%$	$<0.005\ \mu\text{m} / \%$	MSD
洛川	黄土	6.06	8.63	69.71	21.66	1.78
	古土壤	6.80	2.57	66.20	31.23	1.77
灵台	黄土	6.09	12.91	62.46	24.65	1.92
	古土壤	6.52	5.73	64.63	29.73	1.72
灵台	红粘土	7.31	1.49	56.73	41.78	1.63
西峰	红粘土	6.98	1.76	64.47	33.77	1.67

a) 黄土和古土壤数据分别为 15 个随机样品的平均值,红粘土数据为 30 个随机样品的平均值;MSD 为标准偏差,反映粒度分布状况

最近,中国科学院地球环境研究所粒度实验室对佳县、西峰赵家川和八家咀以及灵台红粘土上部剖面(即古地磁年代为高斯极性世的段落)采集了大量样品进行粒度分析,在前处理过程中去除了有机质和碳酸盐,并使用超声波仪加以分散,在德国 Fritsch A22 激光粒度仪上进行测量,测量结果见表 2(其中西峰的平均值来自于赵家川和八家咀两个剖面样品的平均值).

上述结果表明,自位于黄土高原西北部的佳县向东南 360 km 的西峰,再向南 60 km 的灵台,红粘土的平均粒径显著变细,反映风力强度的粗颗粒含量^[28]自西北向东南减少更为显著,

与 Ding 等人^[53]所认为的黄土高原红粘土粒度南北变化不显著的实验结果不相一致. Ding 等人

表 2 黄土高原自西北向东南 3 个地点红粘土上部样品的粒度分析结果

地点	年代/Ma	样品数	平均粒径/ μm	$>19\mu\text{m}$ /%	$>44\mu\text{m}$ /%	年代资料来源
佳县	2.58 ~ 3.58	268	8.5	29.5	14.2	文献[53]
西峰	2.58 ~ 3.58	661	7.7	21.3	4.4	文献[36]
灵台	2.583~58	515	7.48	18.1	3.2	文献[37]

认为佳县红粘土上部剖面即高斯世段落样品大于 30 μm 的含量近乎等于 0, 我们所做的 268 个样品 $>44\mu\text{m}$ 的平均结果却可达 14.2%, 与 Ding 等人的结果相距甚远. 同时, 考虑到红粘土中 $>20 \mu\text{m}$ 的粗颗粒含量一般可达 20%左右, 相当数量的粗颗粒组分很难用西风环流搬运来解释. 因此, 我们认为, 红粘土上部颗粒自西北向东南变细的趋势, 反映了搬运风尘颗粒近地面的偏北冬季风风向. 当然, 这项工作还有待于大范围红粘土粒度分析的深入检验.

位于甘肃灵台(35°04'N,107°39'E)的黄土-古土壤-红粘土序列可能是迄今发育最好的高分辨率晚新生代风尘堆积序列, 总厚约 300 m, 其中红粘土厚约 120 m. 图 1 给出灵台剖面的磁性和岩性地层^[37], 粒度和磁化率曲线分别反映了冬、夏季风的演化序列. 灵台(及西峰)黄土-古土壤-红粘土的磁性地层学研究^[36, 37], 修正了西安红粘土序列的磁性地层年代^[54], 即认为中国红粘土所反映的风尘堆积始于约 7.2Ma 前, 由此表明以冬、夏季风组合为特征的东亚季风系统的初步确立. 在 3.4~2.6 MaBP 间, 灵台红粘土序列中以深红色、Fe 和 Mn 胶膜发育、棱柱状结构和高磁化率值为特征的成壤程度增强的古土壤组合指示了东亚夏季风的加强, 在该时段粉尘堆积速率从 2.8 cm /ka 逐步增加到 6.6 cm/ka^[37], 为剖面中粉尘快速堆积的时段, 这与 Rea 等人^[55]所指出的距今 3.6 Ma 北太平洋粉尘通量急剧增加相一致, 间接地指示了冬季风的加强并与全球冰量在这一时段的显著增加^[56]相一致.

我们认为, 黄土高原黄土-古土壤-红粘土序列所记录的风尘堆积的开始及其在百万年时间尺度上的变化, 反映了青藏高原阶段性隆升控制下东亚季风形成与发展的过程. 大约 7.2 Ma 前黄土高原地区红粘土的出现, 不仅标志着冬、夏季风优势期相互交替的东亚季风的建立, 而且暗示着青藏高原在那时已达到有意义的高度^[37], 并由此导致了中国内陆的干旱化和西伯利亚高压的北移和加强. 3.4~2.6 MaBP 间东亚冬、夏季风同时增强并与全球冰量增加同时发生, 似乎也只能用青藏高原在这一时段的加速隆升来解释^[38]. 灵台粒度和磁化率曲线的振幅变化表明, 距今 2.6 Ma 前是东亚季风气候变化的一个重要门槛, 此后东亚冬、夏季风变率显著增大, 这很可能与最近 2.6 Ma 以来高原强烈隆升及全球冰量显著增加之后放大了季风气候对外强迫变化的响应^[57]有关. 最近, 刘晓东¹⁾利用大气环流模式(GCM)完成的一系列改变青藏高原地形高度的敏感性试验进一步说明, 高原隆升对东亚冬季风的影响远大于对东亚夏季风的影响. 图 2 给出不同地形高度数值试验中东亚北方地区(105~120°E, 34~42°N)区域平均的地面经向风分量的年变程. 在高原隆起初期(M00 至 M03 试验)这一地区全年均为偏南风, 只是夏半年的偏南风更强, 而冬半年的偏南风较弱. 当高原高度达到现在的一半左右(M05 试验)冬季才开始出现偏北风. 随着高原进一步隆起(M08 至 M10 试验)偏北风不断增强, 维持时间可延长到半年. 在整个高原隆起过程中, 夏半年南风虽也有所增强, 但变化不大, 同时随着冬

1) 刘晓东. 东亚季风气候变迁机制的数值模拟研究. 中国科学院西安黄土与第四纪地质国家重点实验室博士学位论文, 1998.

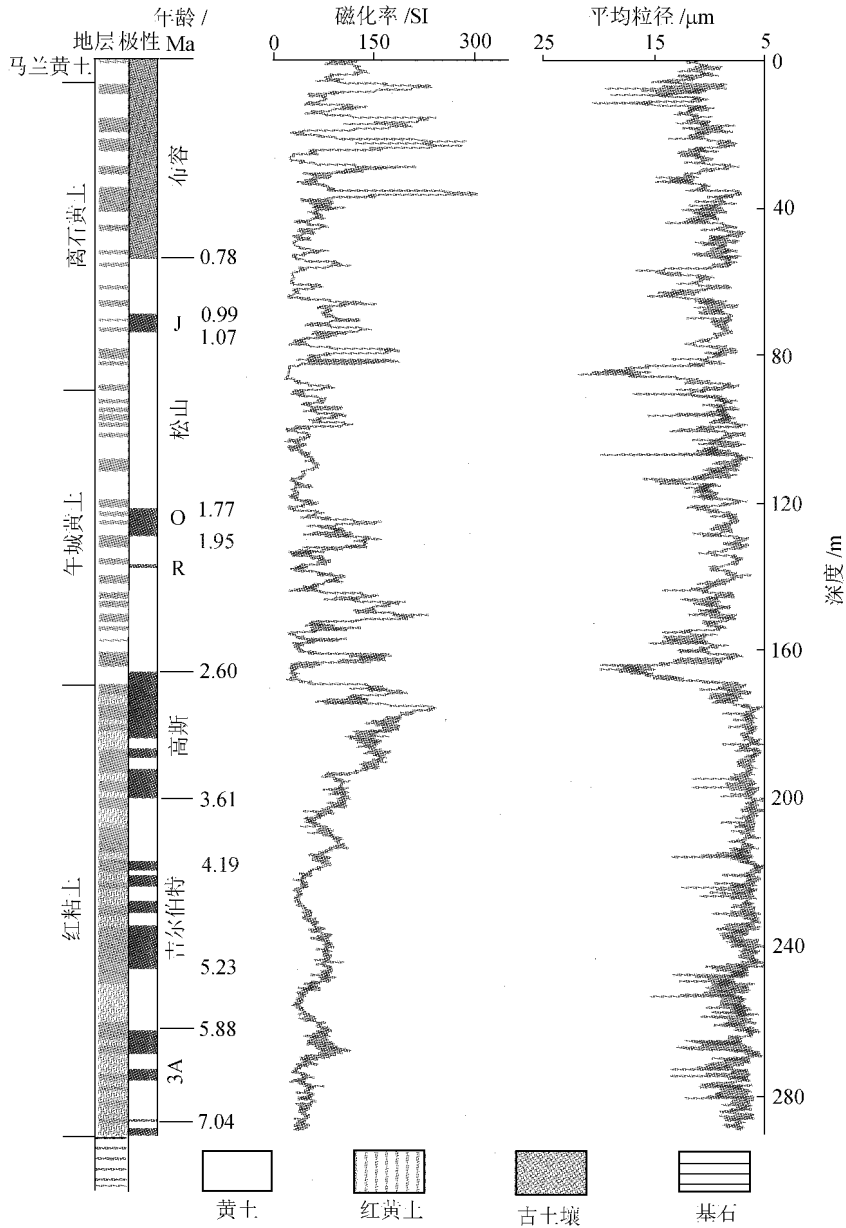


图 1 灵台(35°04'N,107°39'E)剖面磁性和岩性地层、磁化率及粒度变化
磁性地层根据 Sun 等人^[36]

半年偏北风维持时间的不断延长, 夏半年南风盛行的时间也在逐步缩短. 由此可见, 即使没有青藏高原, 仅受海陆热力对比的作用, 中国东部地区夏季已能出现偏南风. 然而, 在高原达到现代高度的一半之前, 东亚北方地区冬季地面上几乎没有偏北风, 故不存在冬、夏盛行风向近于相反的季风现象, 之后正是由于冬半年偏北风的不断加大, 才使得长江以北地区季风变得越来越强盛. 结合上述黄土高原风成堆积情况, 我们有理由相信青藏高原隆升是东亚, 特别是北方地区季风形成发展的决定因素.

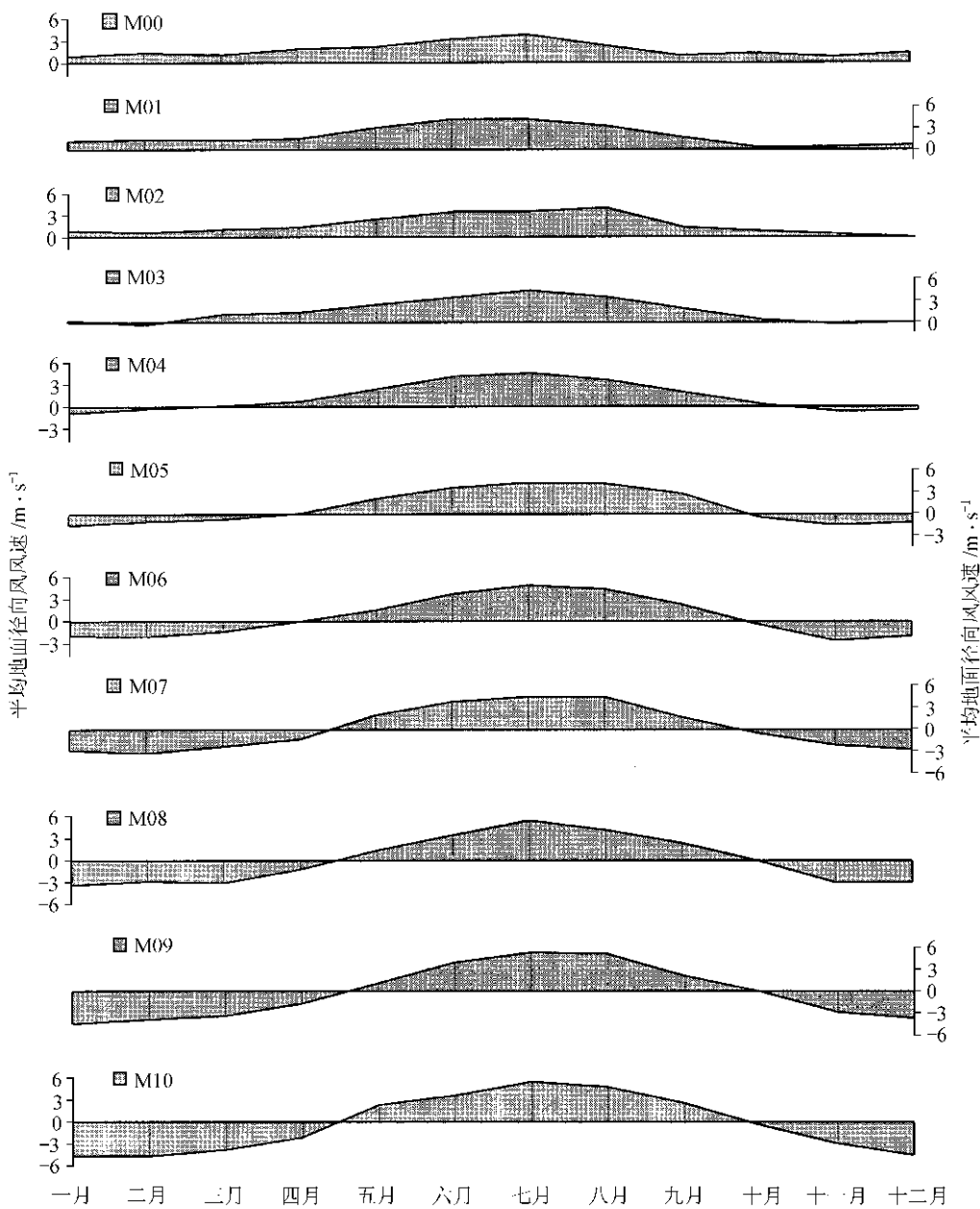


图2 不同地形高度数值试验中东亚北方地区(105 ~ 120°E、34 ~ 42°N)区域平均地面经向风速的年变程

M01, M02, ..., M09 分别表示青藏高原为现代地形高度的 10%, 20%, ..., 90% 条件下的数值试验, M00 和 M10 分别指无青藏高原地形和现代地形试验. 正值表示偏北风, 负值表示偏南风

2 过去东亚季风气候的变率

黄土-古土壤序列所记录的多旋回季风气候变化与深海沉积物氧同位素所记录的全球冰量变化可以进行良好的对比^[9, 42, 43, 58]. 黄土-古土壤序列的谱分析表明东亚季风气候演化具有

显著的米兰柯维奇周期成分,即 100(地球轨道偏心率)、41(地轴倾斜)和 23 ka(岁差)周期分量^[43, 59~61]. 最近 8 00 ka 以来 100 ka 的周期成分十分突出,这与东亚北部内陆贝加尔湖的气候记录^[62, 63]所显示的强烈的 100 ka 周期成分和较弱的 41 和 23 ka 周期变化相一致,表明东亚季风气候变迁不仅受到地球轨道变化引起的太阳辐射的影响,而且为海洋与冰盖非线性相互作用下形成的韵律变化所控制. 高分辨率的黄土-古土壤和湖沼沉积序列的研究还表明,东亚季风气候的变迁不仅具有万年级轨道时间尺度的气候变化周期,而且记录了千年级亚轨道时间尺度的气候振荡及相应的季风气候突然或快速变化的事件,与格陵兰冰芯和北大西洋深海沉积所记录的晚第四纪气候千年尺度的高频振荡基本一致.

安芷生等人^[64]根据晚更新世马兰黄土 > 20 μm 的粒度组成及铝通量的变化,提出了末次冰期东亚冬季风不稳定性可能性. Porter 等人^[28]根据洛川黄土中石英颗粒和粗颗粒组分的变化,进一步揭示出末次冰期中国黄土中保存有格陵兰冰芯和北大西洋深海沉积记录的 6 次寒冷的 Heinrich 事件信号(图 3),并认为极地高纬冷空气的活动通过西风带及相关的气压系统,在相当程度上控制着东亚冬季风环流的变化. 相继的黄土粒度研究证明了在末次冰期黄土中确存有北大西洋地区 Heinrich 事件、Dansgaard-Oeschger 旋回和 Bond 旋回的气候信号^[31, 32]. 郭正堂等人^[29]根据末次冰期黄土剖面中化学风化指数的研究,也提出了 6 个与 Heinrich 事件大致同时的低风化指数所记录的气候事件. 我们认为反映风化状况的 Al, Fe 等指标,在更大程度上反映了成壤程度因而记录了夏季降水的变化,末次冰期黄土的低风化指数的频繁波动实际上反映了东亚夏季季风气候的高频变化. 另外,据洛川黄土的元素组成分析,采用化学质量平衡的方法可以分辨出末次冰期中国西部源区对黄土高原粉尘贡献的高频变率^[65],来自西部源区的大气粉尘对黄土高原粉尘输入的记录(以 Al 为代表)保存了 Heinrich 事件的信号,并可与 GRIP 冰芯中 Ca 反映的粉尘粒子含量变化^[66]相对比,这也许指示了亚洲内陆粉尘对格陵兰冰芯中粉尘的重要贡献^[67].

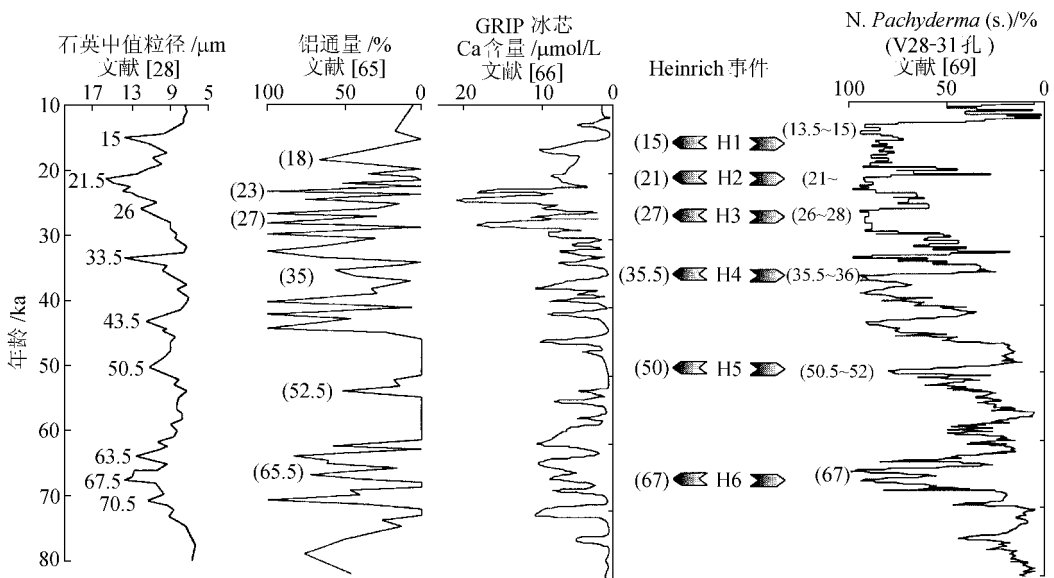


图 3 末次冰期中国冬季风气候不稳定性及其与北大西洋古气候的联系

洛川坡头和下黑木两个末次间冰期古土壤层(S1)中 $>40\text{ }\mu\text{m}$ 石英含量的变化记录了大约9次粉尘事件和粉尘通量的高频变化^[30],110~70 kaBP的6次粉尘事件可与北大西洋岩芯*N.pachyderma* (s.)(浮游有孔虫)含量变化记录的6次寒冷事件(C19~24)对比^[68]。此外,洛川和西安S1古土壤粒度资料的频谱分析结果可以检测出1.5 ka的周期分量,而最近北大西洋全新世气候记录也指出地球气候系统可能存在着1470 a的气候旋回^[69]。兰州北塬剖面的S1古土壤微形态特征和碳酸钙含量的变化也同样显示出末次间冰期夏季降水的多次显著的变化^[70]。以上工作都说明在末次冰期旋回中东亚季风气候存在有意义的高频变率。

深海氧同位素3阶段晚期(40~25 kaBP)是东亚夏季风一个异常强盛的时期。当时中国许多湖泊出现高湖面^[71],指示了季风降水的显著增加。黄土高原发育L₁SS₁古土壤,河谷地区和东部平原草原地带带有镶嵌分布的以*Picea*和*Abies*为代表的针叶林^[14],东北哈尔滨淤泥沉积中有喜冷的猛犸象(*Mammuthus Primiginus*)和披毛犀(*Coelodonta antiquitatis*)化石^[72],这些都反映了冷湿的间冰阶气候。青藏高原地区也出现异常的高湖面和强盛的夏季风^[73]。这一时期的夏季风增强与南海钻孔记录的夏季SST偏高^[74]相一致,但与深海SPECMAP曲线反映的全球冰量显著偏多不相适应。我们注意到,3阶段晚期到末次冰期极盛期正是澳大利亚内陆沙丘建造^[75]和与澳大利亚北部东南贸易风增强相联系的风尘事件频发^[76]的时期,因而认为上述澳大利亚内陆沙丘的再造和风尘事件的出现指示了澳大利亚高压的增强和北移,从而使穿赤道的气流携带较多的水汽贡献于东亚夏季降水的增多。

孙湘君等人^[77]研究了中国南海17940孔(20°07'N,117°23'E)最近36 ka分辨率的古气候记录,发现在36~10 kaBP时段,山地针叶林(*Tsuga*, *Picea*, *Abies*)和以*Artemisia*占优势的草地花粉的交替出现,指示了中国南部沿海地区相对冷湿的气候与温干气候的频繁波动,其中部分冷湿事件出现的年龄与Younger Dryas及H1, H2和H4事件的年龄大体相当,且大多数南海冷湿气候事件可以和澳大利亚北部Carpentaria Core 2岩芯中 $>60\text{ }\mu\text{m}$ 风尘粗颗粒含量所记录的风成粉尘事件^[76]相对应(图4),这可能表明南半球东南信风及南方涛动的加强有助于中国热带及亚热带降水的增加。周卫健等人^[33, 78]对黄土高原北缘末次冰消期以来季风变迁的研究表明,与北大西洋一样末次冰消期东亚季风气候波动频繁,即使在Younger Dryas时期,也存在百年尺度的快速气候变化,即从干冷到湿冷(10.6~10.2 kaBP)再到干冷。南岭大湖泥炭剖面(24°15'N,115°02'E)中常绿阔叶栲和石砾以及落叶阔叶乔木桉木花粉含量的变化同样记录了10.4 ka左右南岭地区温度降低、降水增加的凉湿气候事件^[79]。我们推测,在类似Y D和Heinrich等寒冷事件时期东亚冬季风或南半球东南信风的加强有助于强化El Niño循环,从而造成包括东亚地区的全球广大范围内有意义的降水变率。

现代东亚冬季气候常常表现为来自西伯利亚高压的冷空气多次入侵东亚大陆,即所谓的“寒潮”。最近500 a的尘暴历史记录表明,冷期尘暴出现的频率为3.7次/10 a,而在暖期则为2.1次/10 a^[80];在最近1 ka出现了5次持续时间达十年到百年级的高频降尘时期,反映了东亚冬季风气候的频繁波动^[81]。小冰期时西伯利亚高压和北极锋的南下大大加强了东亚冬季风环流^[82],这些都说明东亚冬季风气候确实存在十年到百年尺度的气候振荡。

东亚季风气候在空间上也有较大的变率。例如,利用黄土-古土壤磁化率所反映的降水变化对最近130 ka夏季风锋面(以250 mm的年降水量线为代表)移动过程的研究表明^[40],末次间冰期东亚夏季风锋面穿越了整个黄土高原,而在末次冰期盛期,夏季风锋面仅抵达黄土

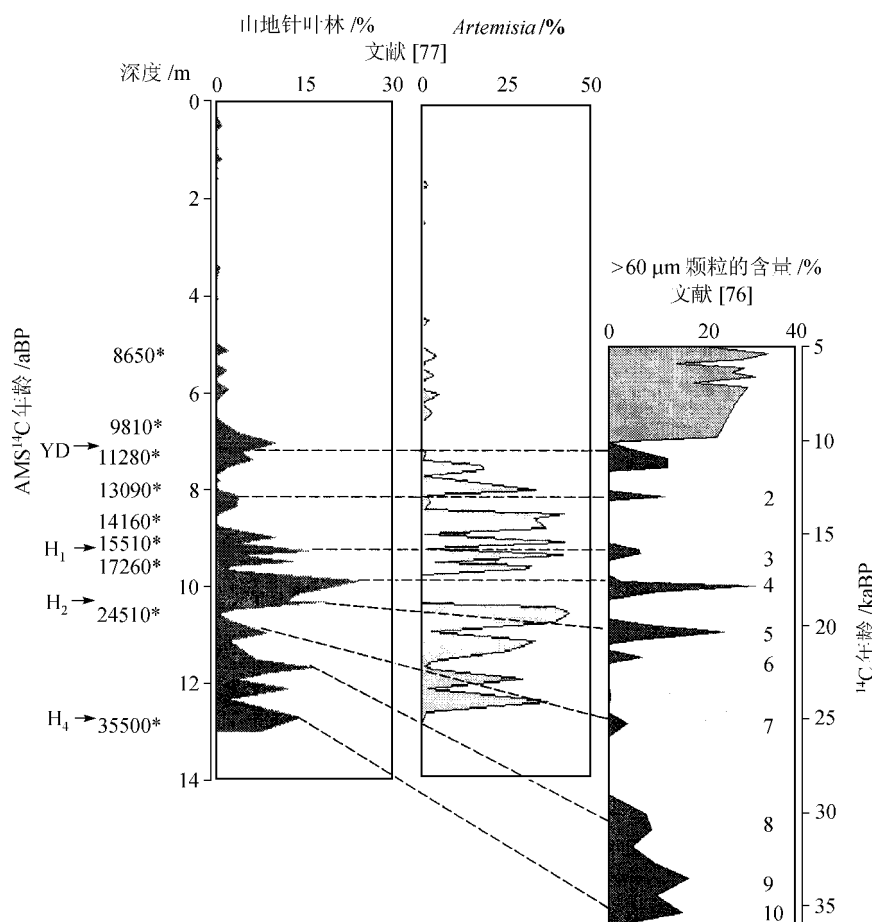


图4 南海17940孔的孢粉记录及其与澳大利亚北部Carpentaria GC-2岩芯粉尘事件的对比

高原南缘的西安、秦岭一线。安芷生等人^[39]通过中国中东部全新世古气候资料的研究,认为随着最近10 ka来北半球夏季日射的逐渐减少,反映夏季风极值的最大降水量在东亚具有明显的由北至南的穿时性特征,即它在中国北方出现在距今9 ka或更早,在长江流域为6 ka,而在华南珠江流域则出现在距今3 ka。

总之,自东亚季风形成以来,特别是第四纪冰期出现以后,东亚季风气候在时间域及频率域中均经历了不断的发展和变化。末次冰期旋回冬、夏季风尤其是冬季风气候存在着千年甚至百年尺度的高频颤动和相应的快速变化事件。虽然其波动幅度和时空分布有所不同,但都指示了东亚季风气候的较大变率和不稳定性特征,与现代东亚地区频繁的冬季冷空气活动和巨大的降水变率相一致^[83]。

3 结语

东亚季风气候是全球大气、陆地、海洋、冰系统的相互耦合作用在东亚特定地理条件下的反映。高分辨率的黄土-古土壤-红粘土序列的磁性地层和替代性季风气候指标的研究表明,东亚季风至少开始于7.2 Ma以前。东亚季风气候历史可视为占优势的干冷冬季风和暖湿夏季

风气候相互交替的历史, 强盛的冬季风和夏季降水显示了较大的时空变率. 频繁的季风气候事件指示了东亚古季风气候具有千年甚至更短时间尺度的颤动及其与全球的长距离联系.

东亚季风演化是东亚大气环流对地球轨道引起的太阳辐射变化和下垫面状况改变的响应^[84], 并与地球气候系统的整体行为密切相关. 东亚季风的长期变迁不仅与太阳辐射诱导的全球冰量变化关系密切, 而且与海陆变迁、青藏高原隆升、海温异常和土地沙化等下垫面变化有关. 过去 7.2 Ma 季风代用时间序列变化表明, 3.4~2.6 MaBP 青藏高原的强烈隆升增大了东亚季风气候的变率, 并对全球变冷和主要冰期的产生有重要影响. 地球气候系统内部不同要素的相互作用和它们的耦合过程与东亚季风气候变率密切相关. 对于 PEP-II 剖面, 越赤道气流对对立半球的输送, 季风活动和 ENSO 事件的相互作用等均能影响东亚季风降水的时空变率.

因此, 进行东亚古季风的研究首先应加强东亚季风的高分辨率替代性序列的调查, 获得较为准确的年代序列和替代性指标的变化序列, 以深入认识东亚季风的起源和演化的历史. 同时从万年、千年乃至百年甚至更短时间尺度研究东亚古季风的不稳定性问题及古季风变迁的时空分布规律, 为近代季风和未来气候变化研究提供历史背景和机制的理解. 与此同时, 有必要将东亚的大陆、海洋、大气和冰系统作为一个完整的东亚季风环境系统进行整体研究, 探讨在太阳辐射和全球变化的框架下, 东亚季风环境系统各因子是如何相互作用的, 它们与全球变化因子的联系与关系, 尤其要注意东亚环境中特殊因子例如青藏高原隆起对东亚季风演变的作用等, 以获得东亚季风演变机制的较完整的认识.

致谢 J. Head, 鹿化煜、李力、孙有斌、孙东怀、周杰、高玲瑜、祝一志、周卫健、蔡演军、张小曳、张英雯等同志对本文的写作给予帮助或参加了部分工作, 特此致谢. 本工作为中国科学院资源环境研究重大项目(KZ951-A1-402)、国家攀登计划预选项目(95-预-40)、国家自然科学基金(批准号: 49672140)以及国家重点基础研究发展规划(G1999043401)资助项目.

参 考 文 献

- 1 高由禧. 东亚季风的若干问题. 北京: 科学出版社, 1962. 1~63
- 2 张家诚, 林之光. 中国气候. 上海: 上海科学技术出版社, 1985. 1~310
- 3 陈隆勋, 朱乾根, 罗会邦, 等. 东亚季风. 北京: 气象出版社, 1991. 1~347
- 4 李崇银. 频繁的强大东亚槽活动与 El Niño 的发生. 中国科学, B 辑, 1988, (6): 667~674
- 5 Yasunari T, Seki Y. Role of the Asian monsoon on the interannual variability of the global climate system. J Met Soc Japan, 1992, 70: 177~189
- 6 Webster P J, Yang S. Monsoon and ENSO: selectively interactive systems. Quart J Roy Met Soc, 1992, 118: 877~926
- 7 杨怀仁, 徐 馨. 中国东部第四纪自然环境的演化. 见: 第四纪冰川与第四纪地质论文集, 第二集. 北京: 地质出版社, 1985. 104~125
- 8 Li J J, Feng Z D, Tang L Y. Late Quaternary monsoon pattern on the Loess Plateau of China. Earth Surface Processes and Land Forms, 1988, 13: 125~135
- 9 An Z S, Liu T S, Lu Y C, et al. The long term paleomonsoon variation recorded by the loess-paleosol sequence in central China. Quaternary International, 1990, 7-8: 91~95
- 10 An Z S, Kukla G, Porter S C, et al. Late Quaternary dust flow on the Chinese Loess Plateau. Catena, 1991, 18: 125~132
- 11 An Z S, Kukla G, Porter S C, et al. Magnetic susceptibility evidence of monsoon variation on the Loess Plateau of central China during the last 130,000 years. Quaternary Research, 1991, 36: 29~36

- 12 安芷生, 吴锡浩, 汪品先, 等. 最近 130 ka 中国的古季风—I. 古季风记录. 中国科学, B 辑, 1991(10): 1076~1081
- 13 安芷生, 吴锡浩, 汪品先, 等. 最近 130 ka 中国的古季风—II. 古季风变迁. 中国科学, B 辑, 1991(11): 1209~1215
- 14 安芷生, 吴锡浩, 卢演侑, 等. 最近 2 万年中国古环境变迁的初步研究. 见: 黄土·第四纪地质·全球变化(第二集). 北京: 科学出版社, 1990. 1~26
- 15 Porter S C, An Z S, Zheng H B. Cyclic Quaternary alluviation and terracing in a nonglaciaded Drainage Basin on the north flank of Qingling Shan, central China. *Quaternary Research*, 1992, 38: 157~169
- 16 施雅风, 孔昭宸, 王苏民, 等. 中国全新世大暖期的气候波动与重要事件. 中国科学, B 辑, 1992(12): 1300~1308
- 17 Zhou W J, An Z S, Lin B H, et al. Chronology of Baxie loess profile and the history of monsoon climates in China between 17,000 and 6,000 years B.P.. *Radiocarbon*, 1992, 34(3): 818~825
- 18 Ding Z L, Rutter N W, Han J T, et al. A coupled environmental system formed at about 2.5 Ma over East Asia. *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology*, 1992, 94: 223~242
- 19 An Z S, Porter S C, Zhou W J, et al. Episode of strengthened summer monsoon climate of Younger Dryas age on the Loess Plateau of central China. *Quaternary Research*, 1993, 39: 45~54
- 20 Liu T S, Ding Z L, Stepwise coupling of monsoon circulations to global ice volume variations during the late Cenozoic. *Global and Planetary Change*, 1993, 7: 119~130
- 21 Rutter N W, Ding Z L. Paleoclimates and monsoon variations interpreted from micromorphogenic features of the Baoji paleosols, China. *Quaternary Science Reviews*, 1993, 12: 853~862
- 22 Wang P X, Wang L J, Bian Y H, et al. Late Quaternary paleoceanography of the South China Sea: surface circulation and carbonate cycles. *Marine Geology*, 1995, 127: 145~165
- 23 Xiao J L, Porter S C, An Z S, et al. Grain size of quartz as an indicator of winter monsoon strength on the Loess Plateau of central China during the last 130,000 yr.. *Quaternary Research*, 1995, 43: 22~29
- 24 Vandenberghe J, An Z S, Nugteren G, et al. New absolute time scale for the Quaternary climate in the Chinese loess region by grain size analysis. *Geology*, 1997, 25: 35~38
- 25 Huang C Y, Liew P M, Zhao M X, et al. Deep sea and lake records of the Southeast Asian paleomonsoons for the last 25 thousand years. *Earth and Planetary Science Letters*, 1997, 146: 59~72
- 26 Thompson L G, Yao T D, Davis M E, et al. Tropical climate instability: the Last Glacial cycle from a Qinghai-Tibetan ice core. *Science*, 1997, 276: 1821~1825
- 27 安芷生, Porter S C, Chappell J, 等. 最近 130 ka 洛川黄土堆积序列与格陵兰冰芯记录. 科学通报, 1994, 39(24): 2254~2256
- 28 Porter S C, An Z S. Correlation between climate events in the North Atlantic and China during the last glaciation. *Nature*, 1995, 375: 305~308
- 29 Guo Z T, Liu T S, Guiot J, et al. High frequency pulses of East Asia monsoon climate in the last two glaciations: link with the North Atlantic. *Climate Dynamics*, 1996, 12: 701~709
- 30 An Z S, Porter S C. Millennial-scale climatic oscillations during the last interglaciation in central China. *Geology*, 1997, 25(7): 603~606
- 31 Chen F H, Bloemendal J, Wang J M, et al. High-resolution multi-proxy climate records from Chinese loess: evidence for rapid climatic changes over the last 75 kyr B.P.. *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology*, 1997, 130: 323~335
- 32 Ding Z L, Rutter N W, Liu T S, et al. Correlation of Dansgaard-Oeschger cycles between Greenland ice and Chinese loess. *Palaeoclimates*, 1997, 4: 1~11
- 33 Zhou W J, An Z S, Jull A J T, et al. Reappraisal of Chinese Loess Plateau stratigraphy sequence over the last 30,000 yr: precursors of an important Holocene monsoon climatic event. *Radiocarbon*, 1998, 40(2): 905~913
- 34 Zhang X Y, Arimoto R, An Z S. Glacial and interglacial patterns for Asia dust transport. *Quaternary Science Reviews*, 1998, 17.
- 35 An Z S, Thompson L G. Paleoclimatic change of monsoonal China linked to global change. In: Galloway J N, Melillo J M,

- eds. *Proceedings of Global Change*. London: Cambridge University Press, 1997. 18~41
- 36 Sun D H, Liu T S, Cheng M Y, et al. Magnetostratigraphy and paleoclimate of Red Clay sequences from the Chinese Loess Plateau. *Science in China, Ser D*, 1997, 40: 337~343
- 37 Sun D H, Shaw J, An Z S, et al. Magnetostratigraphy and paleoclimatic interpretation of a continuous 7.2 Ma Late Cenozoic eolian sediments from the Chinese Loess Plateau. *Geophysical Research Letters*, 1998, 25(1): 85~88
- 38 安芷生, 王苏民, 吴锡浩, 等. 中国黄土高原的风积证据: 晚新生代北半球大冰期开始及青藏高原的隆升驱动. *中国科学, D 辑*, 1998, 28(6): 481~490
- 39 安芷生, Porter S C, 吴锡浩, 等. 中国中、东部全新世气候适宜期与东亚夏季风变迁. *科学通报*, 1993, 38: 1302~1305
- 40 Sun D H, Wu X H, Liu T S. Evolution of the summer monsoon regime over the Loess Plateau of the last 150 ka. *Science in China, Ser D*, 1996, 39(5): 503~511
- 41 刘东生. *黄土与环境*. 北京: 科学出版社, 1985. 1~207
- 42 Kukla G, An Z S, Loess stratigraphy in central China. *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology*, 1989, 72: 203~223
- 43 Ding Z L, Yu Z W, Rutter N W, et al. Towards an orbital time scale for Chinese loess deposits. *Quaternary Science Reviews*, 1994, 13: 39~70
- 44 Shen C D, Beer J, Liu T S, et al. ^{10}Be in Chinese loess. *Earth and Planetary Science Letters*, 1992, 109: 169~177
- 45 林本海, 刘荣谟. 最近 80 万年黄土高原夏季风变化的稳定同位素证据. *科学通报*, 1992, 37(16): 1691~1693
- 46 贾蓉芬, 赵林, 刘友梅, 等. 黄土地区气候演变的有机地球化学标志. *地理科学*, 1996, 15(2): 21~30
- 47 邱占祥, 黄为龙, 郭志慧. 中国的三趾马化石. 见: *中国古生物志——新丙种第 25 号*. 北京: 科学出版社, 1987. 181~185
- 48 Liu X M, Liu T S, Xu T C, et al. The Chinese loess in Xifeng: I. the primary study on magnetostratigraphy of a loess profile in Xifeng, Gansu Province. *Geophysical Journal*, 1988, 92: 349~353
- 49 赵景波. 西安、堡德第三纪晚期红土的研究. *沉积学报*, 1989, 7: 113~120
- 50 丁仲礼, 孙继敏, 朱日祥, 等. 黄土高原红粘土成因及上新世北方干旱化问题. *第四纪研究*, 1997 (2): 147~157
- 51 张云翔, 薛祥煦, 甘肃武都龙家沟三趾马动物群化石的埋藏特点及该地区“三趾马红层”的成因. *科学通报*, 1995, 40(16): 1782~1784
- 52 朱日祥, 潘永信, 丁仲礼. 红粘土的磁性特性研究. *第四纪研究*, 1996, (3): 232~238
- 53 Ding Z L, Sun J M, Liu T S, et al. Wind-Blown origin of the Pliocene red clay formation in the central Loess Plateau, China. *Earth and Planetary Science Letters*, 1998, 161: 135~143
- 54 Zheng H B, An Z S, Shaw J. New contributions to Chinese Plio-Pleistocene magnetostratigraphy. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 1992, 70: 146~153
- 55 Rea D K, Snoeckx H, Joseph L H. Late Cenozoic eolian deposition in the North Pacific: Asia drying, Tibetan Uplift, and cooling of the Northern Hemisphere. *Paleoceanography*, 1998, 13: 215~224
- 56 Shackleton N J, Hall M A, Pate D. Pliocene stable isotope stratigraphy of site 846. In: Pisias N G, Mayer L A, Janecek T R, et al, eds. *Proceedings of the Ocean Drilling Program. Scientific Results*, 1995, 138: 337~355
- 57 Prell W L, Kutzbach J E. The impact of Tibet-Himalayan elevation on the sensitivity of the monsoon climate system to changes in solar radiation. In: Ruddiman W F, ed. *Tectonic Uplift and Climate Change*. New York: Plenum Press, 1997. 171~201
- 58 Kukla G. Loess stratigraphy in central China. *Quaternary Science Reviews*, 1987, 6: 191~219
- 59 华英敏, 吴守贤, 安芷生, 等. 第四纪沉积序列的频谱初析. 见: 刘东生主编·*黄土·第四纪地质·全球变化*, 第二集. 北京: 科学出版社, 1990. 134~142
- 60 Kukla G, An Z S, Melice J L, et al. Magnetic susceptibility record of Chinese loess. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Science*, 1990, 81: 263~288
- 61 Ding Z L, Liu T S, Rutter N W, et al. Ice-volume forcing of East Asian winter monsoon variations in the past 800,000 years.

- Quaternary Research, 1995, 44: 149~159
- 62 Colman S M, Peck J A, Karabanov E B, et al. Continental climate response to orbital forcing from biogenic silica records in lake Baikal. *Nature*, 1995, 378: 769~771
- 63 Williams D F, Peck J, Karabanov E B, et al. Lake Baikal record of continental climate response to orbital insolation during the past 5 million years. *Science*, 1997, 278: 1114~1117
- 64 安芷生, Porter S C, Chappell J, 等. 最近 13 ka 洛川黄土堆积序列与格陵兰冰芯记录. *科学通报*, 1994, 39(21): 2254~2256
- 65 Zhang X Y, Arimoto R, An Z S. Dust emission from Chinese desert sources linked to variations in atmospheric circulation. *Journal of Geophysical Research*, 1997, 102(D23): 28041~28047
- 66 GRIP members. Climate instability during the last interglacial period recorded in the GRIP ice core. *Nature*, 1993, 364: 203~207
- 67 Biscaye P E, Grousset F E, Revel M, et al. Asian provenance of Last Glacial Maximum dust in GISP2 ice core, Summit, Greenland. *Journal of Geophysical Research*, 1997, 102: 26765~26781
- 68 McManus J F, Bond G C, Broecker W S, et al. High-resolution climate records from the North Atlantic during the last interglacial. *Nature*, 1994, 371: 326~327
- 69 Bond G, Showers W, Cheseby M, et al. A pervasive millennial: scale cycle in North Atlantic Holocene and Glacial climates. *Science*, 1997, 278: 1257~1266.
- 70 方小敏, 戴雪荣, 李吉均. 末次间冰期季风气候不稳定性——以末次间冰期古土壤发生为例. *中国科学, D 辑*, 1996, 26(2): 154~160
- 71 Fang J Q. Lake evolution during the past 30,000 years in China, and its implications for environmental change. *Quaternary Research*, 1991, 36: 37~60
- 72 周昆叔. 第四纪孢粉分析与古环境. 北京: 科学出版社, 1984. 5~24
- 73 施雅风, 刘晓东, 李炳元, 等. 距今 40~30 ka 青藏高原特强夏季风事件及其与岁差周期关系. *科学通报*, 1999, 44(14): 1475~1480
- 74 Wang L J, Wang P X. Late Quaternary Paleoceanography of the South China Sea: glacial-interglacial contrasts in an enclosed basin. *Paleoceanography*, 1990, 5(1): 77~90
- 75 Wasson R J. Geomorphology and Quaternary history of the Australian continental dunefields. *Geographical Review of Japan, Series B*, 1986, 59(1): 55~67
- 76 De Deckker P, Corrège T, Head J. Late Pleistocene record of cyclic eolian activity from tropical Australia suggesting the Younger Dryas is not an unusual climatic event. *Geology*, 1991, 19: 602~605
- 77 Sun X J, Li X. A pollen record of the last 37 ka in deep sea core 17940 from the northern slope of the South China Sea. *Marine Geology*, 1999, 156: 227~244
- 78 Zhou W J, Donahue D J, Porter S C, et al. Variability of monsoon climate in East Asia at the end of the Last Glaciation. *Quaternary Research*, 1996, 46: 219~229
- 79 萧家仪, 王健, 安芷生, 等. 南岭地区东部 Younger Dryas 事件的证据. *植物学报*, 1998, 40(11): 1079~1082
- 80 张德二. 历史时期中国降尘的分析. *科学通报*, 1982, 27: 294~297
- 81 Zhang D E. Synoptic climatic studies of dust fall in China since the historic time. *Scientia Sinica, Ser B*, 1984, 27: 825~836
- 82 Yoshino M M. *Climate Change and Food Production*. Tokyo: University of Tokyo, 1978. 331
- 83 Fu C B, Zheng Z M. Monsoon regions: the highest rate of precipitation changes observed from global data. *Chinese Science Bulletin*, 1998, 43(8): 662~666
- 84 Prell W L, Kutzbach J E. Monsoon variability over the past 150,000 years. *Journal of Geophysical Research*, 1987, 92: 8411~8425

(1999-10-09 收稿, 1999-11-22 收修改稿)