

最近 130ka 中国的古季风*

—— I. 古季风记录

安芷生¹⁾ 吴锡浩²⁾ 汪品先³⁾ 王苏民⁴⁾ 董光荣⁵⁾
孙湘君⁶⁾ 张德二⁷⁾ 卢演侑⁸⁾ 郑绍华⁹⁾ 赵松龄¹⁰⁾

(中国科学院西安黄土与第四纪地质开放研究实验室, 西安 710061)

摘 要

现今中国季风气候的特点可以作为辨认古季风气候记录的线索。文中着重阐述最近 130ka 东南季风区的各种古季风记录, 它们主要是: 历史记录, 包括黄土-古土壤序列、沙漠、湖泊、雪线和林线、大陆架沙漠化现象等的地质记录, 由植被和哺乳动物代表的生物记录。其中, 黄土高原的黄土-古土壤序列反映了过去亚洲冬季风和夏季风的环境效应突出气候期相互交替的历史。亚洲古季风变迁是中国古气候和古环境变迁的一个重要控制因素。

关键词: 古季风, 古环境, 黄土, 全球变化

现今中国大陆的气候, 冬季主要为极地大陆气团或变性极地大陆气团所控制, 对流层低层盛行偏北冬季风, 它系来自中、高纬度的寒冷干燥空气; 夏季大部分地区为热带、副热带海洋气团和热带大陆气团所控制, 对流层低层盛行偏南的含有来自低纬度大洋暖湿空气的夏季风^[1]。一般来说, 我国季风气候可归纳为下列特点: 冬、夏盛行风向有显著变化; 随着季风的进退, 降水和气温的季节变化分明; 高温多雨同在夏季, 寒冷干燥同在冬季; 冬季风和夏季风的季节性

本文 1990 年 7 月 21 日收到, 1990 年 12 月 28 日收到修改稿。

* 国家自然科学基金和第四纪地质开放研究实验室资助项目。

1) 中国科学院西安黄土与第四纪地质研究室, 西安 710061。

2) 地质矿产部地质力学研究所, 北京 100081。

3) 同济大学海洋地质系, 上海 200043。

4) 中国科学院南京地理与湖泊研究所, 南京 210008。

5) 中国科学院兰州沙漠研究所, 兰州 730000。

6) 中国科学院植物研究所, 北京 100044。

7) 国家气象局气象科学研究所, 北京 100081。

8) 国家地震局地质研究所, 北京 100029。

9) 中国科学院古脊椎动物与古人类研究所, 北京 100044。

10) 中国科学院海洋研究所, 青岛 266071。

转换等. 这些中国季风气候的标志可作为追踪和辨认地质的、生物的及历史的古季风记录的线索.

一、历史 记录

历史资料分析我国东部地区在南北方向雨季开始时间的早、迟,清楚地表示由春到夏雨带递次向北推移的过程,亦即夏季风北移的过程. 长江流域最近 800a 夏季多雨和少雨时段交替出现,其间的主要少雨时期为公元 1200—1264 年、1523—1590 年、1920 年. 雨季降水量的年际变化呈现出 2—3a, 5a 和 20a 左右的准周期性^[2],这显然是由季风环流的准周期变化引起的. 复原的 18 世纪梅雨气候序列揭示了东南季风进退的若干细节^[3],这时期梅雨平均开始日期为 6 月 15 日,结束日期为 7 月 6 日,梅雨期长度为 20 天. 18 世纪梅雨活动呈现的 2—3a, 5—6a, 9a 和 34a 等准周期变化,也是夏季风环流的准周期振荡的反映.

冬季风主要表现为冬季寒潮或冷空气的活动. 在近 500a 间,公元 1440—1520 年、1620—1720 年、1810—1900 年是冷气团势力强盛期^[4]. 寒潮路径的变动特征在寒冷期与温暖期亦有差异,它是由各气候期冬季盛行环流型的特点所决定的.

二、地质 记录

1. 黄土-古土壤序列

黄土高原地表发育的全新世黑垆土和褐土是季风气候下所形成的地带性土壤^[5]. 加积型黄土性古土壤具有明显的粘化层和碳酸盐淀积层(钙结核),其中含有的间齿螺(*Metodontia*)占优势的蜗牛化石及草本和硬木林花粉组合表明,褐土系列古土壤形成于草原-森林草原景观的环境^[6],具有干湿季节分明、高温和多雨同在夏季的气候,也即形成于过去夏季风环境效应突出期. 富含碳酸盐的粉土质黄土的物质成分和结构,以及其中占优势的华蜗牛(*Cathaica*)化石和草本花粉组合,记录了形成黄土的干冷气候和草原-荒漠草原景观;晚更新世马兰黄土

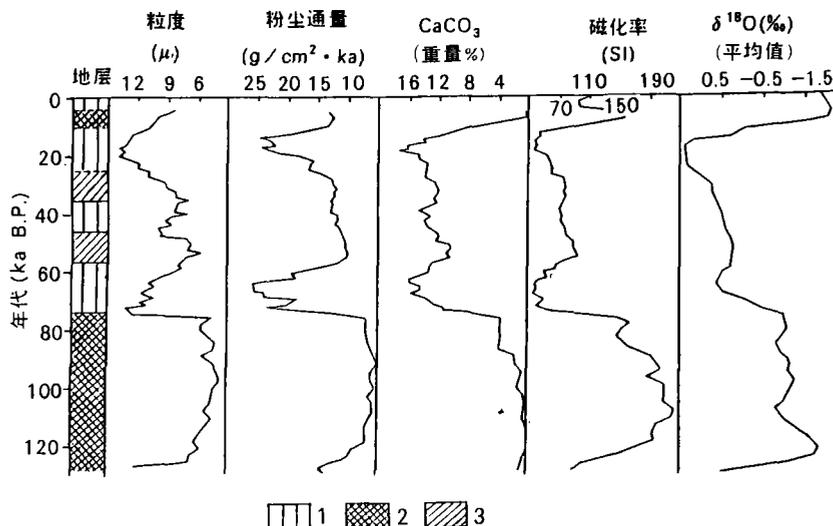


图 1 最近130ka 洛川黑木沟的粒度、粉尘通量、CaCO₃含量、磁化率的变化曲线
(1——黄土, 2——古土壤, 3——弱发育古土壤)

(L_1)的粒度自西北向东南逐渐变细的特征,指示了过去搬运粉尘的西北风及其风向.我国北方历史的和现代的尘暴和降尘事件多发生在具有较低温度和较干燥的冬半年,并与强盛的偏北风即冬季风相联系,这些都指示了粉尘堆积速度加快和成壤作用微弱的黄土形成时期是过去冬季风环境效应突出的气候期.

黄土和古土壤的 CaCO_3 含量、粒度和粉尘通量^[7]、磁化率等,可以作为冬季风或夏季风的环境效应强弱的替代性指标.高磁化率值、细粒度、低粉尘通量和低 CaCO_3 含量记录较强的成壤作用和缓慢的粉尘堆积速率,当时降水较多,土壤湿度较大,植被较稠密,反映了相对强盛的夏季风状况;反之,则记录了较快的粉尘堆积速率,表明冬季风环境效应突出(图 1).

2. 沙漠

夏季风深入内陆的程度直接影响着沙漠区的干旱程度和沙漠的进退,从而据以将中国沙漠大致划分为 3 个区(图 2).东部沙漠区具有半干旱干草原-干旱荒漠草原景观,经受着冬季偏北干冷季风和夏季偏南温湿季风的影响,年降水量在 200—400mm 之间,以半固定、固定沙丘为主.西部沙漠区呈现干旱和极端干旱的荒漠景观,气候受蒙古高压产生的反气旋干冷风系控制,而来自海洋的湿润夏季风难以到达,年降水量大多小于 100mm,以流动沙丘为主.天山以北的北疆沙漠区,尽管仍为干旱荒漠景观,但受西风气流和北冰洋气团的影响,年降水量可达 100—200mm,且季节分配较为均匀.

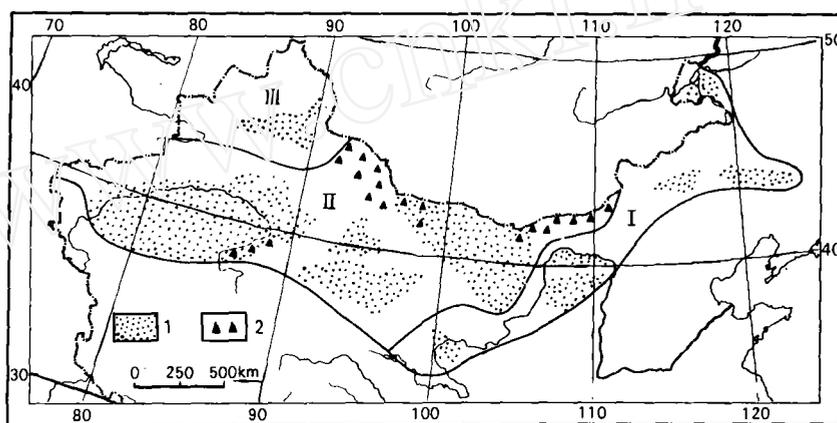


图 2 中国北方沙漠分区

(1——沙漠和沙地, 2——戈壁; I——东部沙漠区, II——西部沙漠区, III——北疆沙漠区)

沙漠沉积序列中的古风成沙丘、古风成砂层和黄土层,一般视为冬季风盛行的标志,并可根据古沙丘的背风面和层理产状判别当时冬季风的主风向.风成沙丘中埋藏的和残余的古土壤是沙漠化过程逆转生草成壤的产物,这是携带较多水分的夏季风向内陆前进和达到该地的标志.因此,根据沙漠区风成砂与古土壤或者沙漠-黄土边界带上风成砂、黄土与古土壤相互交替的地层序列^[8],可以重建过去夏季风变迁的历史.例如,根据古土壤有机质的 ^{14}C 年代测定,在东部沙漠区的地层剖面中发现了大约 25, 9, 7, 6, 5ka B.P. 的古土壤层,它们是过去夏季风加强的记录^[9].

3. 湖泊

内流封闭的内蒙古岱海(112°40'E, 40°40'N).地处半湿润-半干旱区的过渡带.根据湖岸阶地、湖积物的生物和地球化学分析以及 ^{14}C 和 ^{210}Pb 测年,末次冰期盛冰期的低湖面出现

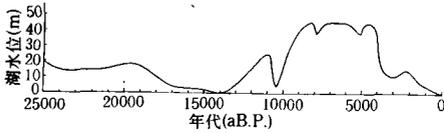


图 3 最近 25ka 内蒙古岱海湖水位的变化

湖水位的变化记录了最近 25ka 东南季风在这一地区盛衰的历史。

在同一季风区的不同温度带和湿度带, 万年尺度的湖面波动具有明显的同步性, 但在千年尺度上尚存在明显差异。例如, 4.5ka B.P. 后岱海在新冰期干凉气候下急剧退缩时, 长江中下游的鄱阳湖、洞庭湖和太湖等大湖都处于形成和扩大之中^[11]。这可能与总的海面上升背景上新冰期时东南季风极峰位置南移有关。在不同季风区, 万年尺度的气候波动似有显著差异。例如, 末次冰期时东南季风区的内蒙古岱海显示低湖面, 而西南季风区的云南滇池和西湖为高湖面; 受到西南季风和东南季风双重影响的青海湖, 在 50—40ka B.P. 并没有表现出低湖面的迹象。因此, 我国季风区的冷、暖、干、湿气候组合类型并不呈现单一的模式。

4. 雪线和林线

我国现代地形雪线和气候雪线的空间分布为固态降水的水热平衡关系和由夏季(7月)温度所决定^[12], 分布格局与全球纬度地带性规律不相一致, 主要是由季风气候和青藏高原气候效应所致。我国的林线主要由云杉(*Picea*)、冷杉(*Abies*)和落叶松(*Larix*)等耐寒针叶树构成, 秦岭以南的山地寒温带针叶林中常含铁杉(*Tsuga*), 而秦岭以北则不再出现, 这是由气温年较差南小北大所决定的。林线的空间分布, 除要求年降水量大于 400—500mm 外, 严格地受气温年较差和生长季温度控制^[13]。季风区中同一地点不同时段由林线植物群变迁反映的气温年较差的增减, 是冬季风与夏季风气候差异的一个标志。

以古冰斗为标志的末次冰期雪线分布与现代气候雪线分布进行对比, 表明东南季风区的雪线下降值为 900—1300m, 西南季风区为 800—1200m, 两者的过渡区为 700—1200m, 青藏高原南缘为 300—800m, 高原内部仅 200—400m 或更小。关于冰期林线下降值, 可据山地寒温带针叶林组合来推断。在 60—47ka B.P. 台湾日月潭附近林线下降植约 2000m^[14]。在 30—20ka B.P. 东北的林线下降值大于 1200m^[15], 陕西渭河谷地大于 2300m^[16]。在 20—15ka B.P., 位于西南季风和东南季风过渡区的贵州威宁, 林线下降值约 1200m^[17]。在西南季风区的滇西北剑川盆地, 冰后期初尚有云杉-冷杉林分布, 推测末次冰期盛期林线下降约 1700m。这些数据显示, 各地末次冰期的林线下降值颇多差异, 但都大于雪线下降值。在末次冰期间冰阶中, 秦岭以北、燕山以南的林线带的云杉、冷杉植物群下降到山麓或平原时, 增加了铁杉等喜温分子, 是当时气温年较差比现今明显减小的标志。由于我国东部冰期夏季风显著萎缩, 使月降温值 7 月大于 1 月, 导致气温年较差减小, 从而使大陆度明显减小, 这应是我国冬季风环境效应突出时期的一个季风气候特点。

5. 大陆架的沙漠化现象

在海面大幅度下降和海岸带向东撤退的末次冰期盛期, 现今陆架区变为亚洲大陆的一部分, 地面提供了大量可供吹扬的砂和粉砂物质。在位于陆架区的舟山群岛的嵊泗, 厚度达 8m 的风成砂堆积在位于高出现代海面约 75m 的南、北山坡上。西沙群岛的石岛发育风成灰岩^[18]。福建、山东半岛沿海和渤海湾西北部的昌黎等地, 均有古风成沙丘和沙丘群分布。同时, 在陆架区用地球物理方法所测定的浅地层剖面, 如黄海槽“古风口”附近的剖面显示了末次冰期最

盛时期的沙漠化沉积和埋藏沙丘群(图4)。这些事实表明,在干冷的盛冰期,我国东部陆架区出现了沙漠化现象。东部沿海及岛屿(例如庙岛群岛)上分布的风成黄土也许可视为风沙活动的衍生沉积。陆架地区过去沙漠化的证据,指示了在盛冰期时夏季风的萎缩和冬季风有所增强,并说明冬季风的环境效应相当显著。

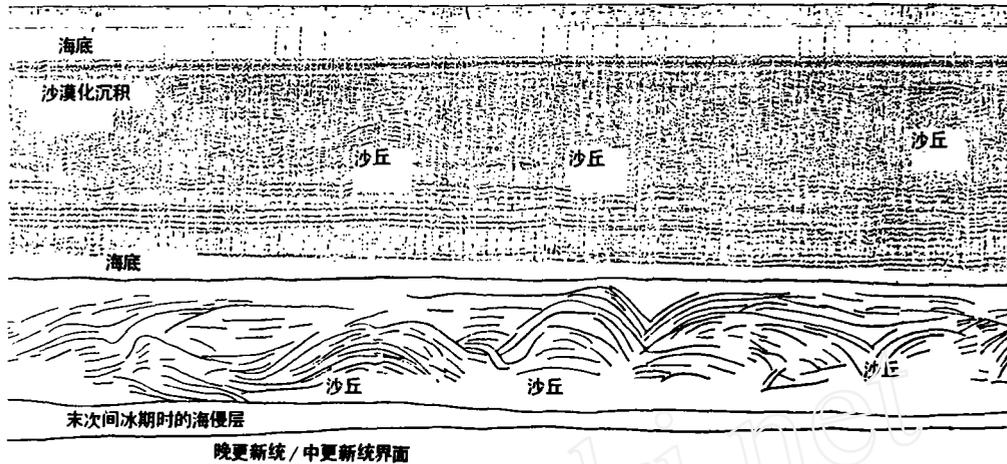


图4 黄海槽“古风口”附近的浅地层剖面 and 解释的埋藏沙丘群

三、生物记录

1. 植被

在夏季风难以到达的西北干旱区,表土花粉谱表现出旱生草本植物花粉占绝对优势的特征,尤以蒿属(*Artemisia*)和藜科(*Chenopodiaceae*)居多,次为麻黄(*Ephedra*)、禾本科(*Gramineae*)、白刺(*Nitraria*)、柽柳(*Tamarix*)、莎草科(*Cyperaceae*)等。在夏季风影响较大的湿润区,表土中乔木花粉占优势。如长白山林带表土中乔木花粉高达70—90%,而草本花粉类型复杂,多出现湿生、半湿生类型。

在末次冰期的40—24ka B. P.时段,长江以北广大地区发育着草原并镶嵌着含铁杉(*Tsuga*)的云杉(*Picea*)、冷杉(*Abies*)疏林植被^[16, 19],南岭以南分布着含落叶阔叶树的常绿阔叶林。喜温的铁杉与喜冷的云杉和冷杉共存于黄河以北的冰期植物群中,表明气温年较差比今减小。在末次冰期极盛期(20—15ka B. P.)植被带大幅度向东南推移,以致森林草原南界可达长江以南,而南岭以南的常绿林被针阔叶混交林取代,表明夏季风活动明显萎缩。在9—5ka B. P.,夏季风活动明显加强,荒漠植被退缩到青海湖以西,东北和华北平原为暖温带落叶阔叶林占据,甚至有亚热带的成分杨梅(*Myrica*)、水蕨(*Ceratopteris*)出现,标志了夏季温度和气温年较差的增加。

2. 哺乳动物

现今生活于西南季风区的印度-马来动物群中的鬣狗(*Hyaena*)、猎豹(*Acinonyx*)、獭(*Tapirus*)、犀牛(*Rhinoceros*)、象(*Elephas*)、果子狸(*Paguma*)、犛鼠(*Hapalomys*)及笔尾鼠(*Chiropodomys*)等在华南和西南地区的中更新世大熊猫-剑齿象动物群中均占有十分重要的地位,反映这些地区当时具有与现今西南季风区类似的某些气候特点。一些目前属于古北界的相对耐干冷的啮齿类动物,如仓鼠(*Cricetulus*)、鼯(*Clenthrionomys*)、田鼠(*Microtus*)等,

在冰期夏季风萎缩时可向南扩散到亚热带动物群中,反映了当时冬季风效应的增强。

在末次间冰期或间冰段,象(*Elephas*)不仅在长江以南的浙江被发现^[20],而且一度向北扩展到了陕西乾县^[21]、内蒙古河套^[22]和北京周口店^[23],表明当时夏季风向西北推进,并带来较充沛的降水。全新世温暖期来临时象又出现在北京的周口店^[24],并在华北可断续生存到殷商时代^[25],再度指示了夏季风的加强。而在末次盛冰期中,并未发现它们的遗存。与此相反,个体庞大的喜冷食草哺乳动物猛犸象(*Mammuthus*)的化石在我国北方埋藏于30—20ka B.P.和15—11ka B.P.的地层中,这两个时段猛犸象向南向东分别迁徙至黄河流域和陆架地区;但是,它未在18ka B.P.前后的末次冰期极盛期沉积物中发现。这表明猛犸象在适应冬季风环境效应突出的寒冷气候的同时,也需要适度的夏季风带来的降水,以保证原野能提供足够数量的植物性食物。10ka B.P.以后,由于冰后期的来临和强盛的夏季风向内陆大幅度推进,猛犸象不得不向北退却,并在中国境内消失。

参 考 文 献

- [1] 高由禧等著,东亚季风的若干问题,科学出版社,1962,1—49.
- [2] 吴达铭,大气科学,5(1981),4:376—387.
- [3] 张德二、王宝贯,中国科学B辑,1990,12:1322—1328.
- [4] 张德二、朱淑兰,全国气候变化学术讨论会文集,科学出版社,1978,64—70.
- [5] 中国科学院南京土壤研究所主编,中国土壤,科学出版社,1980,446—464;578—582;533—537.
- [6] 刘东生等,黄土与环境,科学出版社,1935,113—190:277—302;303—347.
- [7] 安芷生、肖举乐,科学通报,35(1990),3:220—223.
- [8] 董光荣等,地理学报,38(1983),4:341—347.
- [9] 董光荣等,中国科学B辑,1988,6:633—642.
- [10] Ruddiman, W. F. & Duplessy, J. C., *Timing and meaning. Quaternary Research*, 1985, 23: 1—17.
- [11] 孙顺才、伍贻范,中国科学B辑,1987,12:1329—1339.
- [12] 吴锡浩、赵文龙,第四纪冰川与第四纪地质文集,地质出版社,1988,174—182.
- [13] 吴锡浩,科学通报,28(1983),23:1451—1454.
- [14] Tsukada, M., *Proceeding of the National Academy of Sciences*, 55(1966), 3: 543—548.
- [15] 孙建中等,中国第四纪研究,第6卷,第1期,科学出版社,1985,82—89.
- [16] 孙湘君,第四纪研究,1989,2:177—189.
- [17] 林树基、郑洪汉等,草海的演化,贵州人民出版社,1987,39—55.
- [18] 张明书等,地质矿产部海洋地质研究所集刊(一),山东科学出版社,1987,190—341.
- [19] 周昆叔等,地质科学,1978,1:57—64.
- [20] 韩德芬、张森水,古脊动物与古人类,16(1978),3:256—263.
- [21] 裴文中,古脊椎与古人类,1(1959),4期.
- [22] 吴汝康、吴新智、张林水,中国远古人类,科学出版社,1989,303.
- [23] 顾玉珉,古人类论文集,科学出版社,1978,158—174.
- [24] Pei W. C., *Pal. Sin. New Ser. C*. 1940, No. 10, 1—101.
- [25] Teilhard de chardin, P. & Young C. C., *Pal. Sin. Ser. C.*, 1936, Vol. 7, fasc. 1.