

文章编号: 1006-6616(1998)04-58-63

长白山最近 1000 年的孢粉记录 与古气候重建尝试

童国榜¹, 吴锡浩², 童琳¹, 肖华国²

1 中国地质科学院水文地质工程地质研究所, 河北 正定 050803

2 中国地质科学院地质力学研究所, 北京 100081

摘要: 秦岭长白山佛爷池最近 1000 年的孢粉记录及据此所重建古气候参数的时间序列, 揭示了历史时期小冰期和中世纪温暖期的气候特征。小冰期的起止时间为 1420-1920a AD 其 1 月与 7 月平均温度反映本区夏季风与冬季风的变化有很大的不一致性。小冰期开始时, 冬季风突然增强, 夏季风显示不稳定波动, 并相对变弱, 而降水一度增多。小冰期的结束是以冬季风逐渐减弱为先导, 而夏季风呈突然增强势态, 降水偏少。在中世纪温暖期中, 1200-1340a AD 发生快速气候波动, 出现暖夏、冷冬等特征气候, 成为历史上少见的灾害性气候时段。

关键词: 古气候重建; 季风气候; 中世纪温暖期; 小冰期; 秦岭

分类号: P532, Q914.81

文献标识码: A

最近 2000 年气候序列的定量重建, 是全球变化研究中的一个热点和难点。至今, 依据物候记录、文献资料、器测数据和树木年轮, 以及冰碛物等信息进行的短时间尺度古气候重建, 已经取得许多有价值的成果^[1-9]。然而, 有关的孢粉分析与古气候重建研究尚少见, 这是因为人类对自然环境的干扰, 破坏了地层记录的完整性所致^[5]。此外, 人类活动也破坏了孢粉气候系统的原始面貌, 使古今孢粉与气候的对应关系并不一致, 给古气候重建研究造成了困难。有鉴于此, 我们避开人类活动影响严重的地区, 在人迹罕至的秦岭长白山自然保护区找到了近千年沉积的地层记录, 为通过孢粉植物群定量重建古气候提供了可能性。

1 地层剖面与孢粉组合

秦岭长白山南坡的佛爷池 ($33^{\circ}57'N$, $107^{\circ}44'E$), 是在大爷海西南方的晚冰期冰川源地粒

收稿日期: 1998-08-10

基金项目: 地质矿产部“九五”重点基础项目 (950113); 中国科学院“九五”重点资源环境项目 (kz-952-S1-419); 中国科学院黄土与第四纪地质国家重点实验室基金资助。

作者简介: 童国榜 (1937) 男, 研究员, 主要从事孢粉与环境研究。

雪盆的遗迹,海拔 3400—3500 m 当地气候寒冷,半湿润,雾大,多风,植被稀疏、低矮,属亚高山灌丛草甸带的下部,其下邻接太白红杉 (*Larix chinensis*)林带^[10]。研究剖面位于佛爷池北缘的沼泽地上,丰水期仍能被池水淹没,继续接受沉积。

剖面厚 50cm,可分为三层,深 0—8cm 为暗棕褐色泥炭层;深 8—48cm 为兰灰色粘土层;深 48—50cm 为浅灰黄色粘土质砂土,夹少量角砾 其下为大石块,粉砂土充填,似已属粒雪盆的斜坡堆积。剖面上的 ¹⁴C 测年样品,采于深 13—20cm 和 44—48cm 处。经中国社会科学院考古研究所和中国地质大学测定,其年龄分别为 308±69aBP 和 940±200aBP 地层剖面未见沉积间断,表明系最近 1000 年的连续沉积,平均沉积速率约 0.5mm/a 该剖面共采取孢粉样品 25 个,样距 2cm 经分析土样中含丰富的孢粉,平均每个样品统计至 686 粒 孢粉中乔木植物花粉占 70% 左右,各属种的百分含量在剖面上的变化显著,可划分为 6 个孢粉组合带 (图 1)。

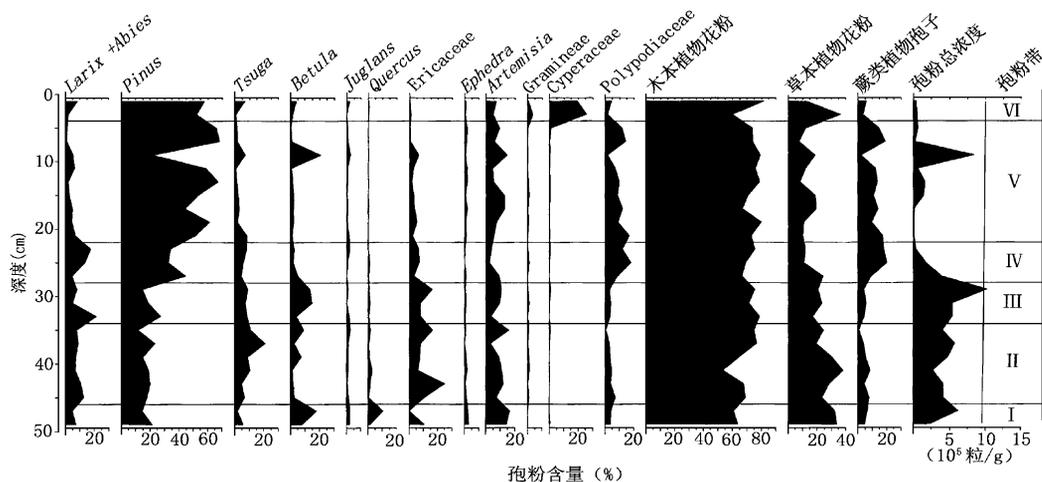


图 1 太白山佛爷池剖面孢粉图式

Fig. 1 Palynogram of section in Foyechi Pond, Taibai Mountains

从图 1 可知,深 28cm (约 1420a AD) 上下的孢粉组合有所不同 上部孢粉浓度低,一般为 104—105 粒 /g, 松属 (*Pinus*) 花粉占绝对优势,且蕨类孢子较多。下部孢粉浓度高,一般高于 105 粒 /g, 阔叶乔木增多,落叶松 (*Larix*)、冷杉 (*Abies*) 与桦属 (*Betula*) 相互消长。在 6 个孢粉带中,带 I 和带 III 中,桦属、寒温带针叶树及杜鹃花科 (*Ericaceae*) 花粉丰富,带 II 和带 IV 中,落叶松、铁杉 (*Tsuga*) 及杜鹃花科丰富,带 V 和带 VI 中,分别以松属或松属和莎草科 (*Cyperaceae*) 花粉占绝对优势。如上所述,孢粉带 I—带 III 为郁闭度较低的寒温带针叶林孢粉组合,随着气候变化林带发生垂直迁移,杜鹃灌木与落叶阔叶乔木花粉相互消长。孢粉带 V 和带 VI 为亚高山灌丛或高山草甸类型的孢粉组合,但其中松属花粉较表土偏高 (表 1),这可能与小冰期中当地草本、灌木植物花粉相对减少有关

2 孢粉—气候模型

太白山自然保护区内的自然植被保存完好,植被垂直分带特征清晰。近千年内,区域植被类型及其生态适应性和自然景观没有发生根本性变化,因而古今孢粉—气候系统具有可比性,所以,据表土花粉建立的孢粉—气候模型,应适用于化石孢粉谱的古气候定量重建。

太白山海拔 2000m 以上各林带的表土孢粉组合 (表 1), 表明花粉雨的散布与植被的分布密切相关, 与垂直气候带组成一个相对稳定的开放型孢粉—气候系统。在此, 选取具有植被带代表性显著的 60 个表土花粉点, 以 11 个特征来描述该系统。这 11 个特征为: 红杉、冷杉、桦、铁杉、落叶乔木 (除桦以外)、蒿、蕨类、年均温、7 月均温、1 月均温和年降水量。气候数据按眉县和太白县的观测资料^[10-11]推算。据古生物气候方法^[12]的原理, 孢粉—气候模型采用多元逐步回归的方法^[13]进行模拟, 其结果如下:

$$y_1 = -0.061x_1 + 0.054x_4 + 0.235x_5 + 0.173x_6 + 2.297 \quad (1)$$

$$y_2 = -0.059x_1 - 0.032x_2 + 0.304x_3 + 0.044x_4 + 0.353x_5 + 0.098x_6 - 0.058x_7 + 13.595 \quad (2)$$

$$y_3 = -0.063x_1 + 0.182x_5 + 0.138x_6 - 7.411 \quad (3)$$

$$y_4 = 3.221x_2 + 16.837x_3 - 11.424x_5 - 6.291x_6 + 4.167x_7 + 821.092 \quad (4)$$

式中: y_1 为年均温; y_2 为 7 月均温; y_3 为 1 月均温; y_4 为年降水量; x_1 为红杉; x_2 为冷杉; x_3 为桦; x_4 为铁杉; x_5 为落叶乔木; x_6 为蒿; x_7 为蕨类孢子。

表 1 太白山海拔 2000m 以上植被带表土孢粉组合

Table 1 Surface pollen assemblages above elevation 2000m in Taibai Mountains

植被带	桦木林	冷杉林	红杉林	灌丛草甸	
下界高程	2300	2800	3100	3400	
孢粉统计浓度数 (粒)	15714	10670	1416	2239	
孢粉组合 (%)	木本植物	91.1	93.1	93.6	78.9
	草本植物	3.2	2.8	2.4	15.6
	蕨类植物	5.7	4.2	3.0	5.5
	松属	60.9	26.4	34.6	61.8
	冷杉属	4.1	49.4	3.5	5.0
	红杉属	0.07	2.8	53.4	2.6
	桦木属	23.4	7.3	0.8	2.6
	栎属+榆属	0.3	0.5	0.2	0.6
	杜鹃花科	1.4	5.6	0.6	6.2
	蔷薇科	0.1	0.1		0.04
	柳属	0.06	0.09		2.2
	麻黄属	0.2	0.03	0.1	0.8
	莎草科	0.03	0.04	0.5	2.6

该模型的统计检验结果列于表 2 从表 2 中可知, F 检验值超过置信度为 99.9% 的临界值 ($F_{\alpha, 01}$) 3 倍以上, 基本为很显著。而且其复相关系数值均大于临界值 ($R_{\alpha, 01(60)}$) 一倍以上, 亦为显著。所以, 该模型可靠, 能用于定量重建古气候参数。本模型与前次建立的模型^[14]相比, 拟合程度偏低, 其原因在于建模时增加了 25 个南坡的样品, 但这是必要的, 这样可使模型更能反映位于南坡的佛爷池的环境特点。

3 近千年的气候变化

将佛爷池剖面的孢粉数据代入 (1)、(2)、(3) 和 (4) 式, 即获得千年来的年均温、7 月均温、1

表 2 回归统计检验表

Table 2 Statistical tests of regression analysis

因变量		平方和	自由度	方差	F检验值		复相关系数	
					计算值	临界值	计算值	临界值
年均温	回归	255.13	4	63.784	11.203	3.72	0.670	0.325
	剩余	313.221	55	5.695				
7月均温	回归	460.554	7	65.793	13.403	3.02	0.802	0.325
	剩余	255.477	52	4.913				
1月均温	回归	170.663	3	56.888	17.883	4.16	0.699	0.325
	剩余	178.626	56	3.190				
年降水量	回归	853403.9	5	170680.8	27.479	3.37	0.847	0.325
	剩余	336160.1	54	6225.2				

月均温和年降水量序列,进而可计算出气温年较差值。图 2 是以距平值表示的各气候参数的变化曲线,即时间序列。从图 2 可知,长白山近千年的气候变化可分为 3 个阶段,即中世纪温暖期、小冰期和近代温暖期。其中,中世纪温暖期的开始未能纪录,而近代温暖期的纪录不详。

小冰期是国内外研究较多的一个气候特征时段,但其时间界限尚不一致^[3-8]。从佛爷池剖面记录的长白山来看,似乎 1420-1520a AD 的降温标志着中世纪温暖期的结束,1840-1920 a AD 降温后小冰期结束,随之进入近代温暖期。小冰期中长白山 3500m 以上的植被以高山草甸为主,年均温比现今低 0.5-1°C,7 月均温比现今低 1.5-4°C,1 月均温比现今低 1-2°C,年降水量略低于现在(表 3)。

表 3 长白山佛爷池附近千年来的气候特征值

Table 3 The characteristic value of climate by Foyechi Pond, Taibai Mountain since last 1ka

气候期	年代 (aAD)	气温距平(°C)				年降水量 距平(mm)	气候特点
		年均温	1月均温	7月均温	年较差		
近代温暖期	> 1920	-0.58	-0.45	-0.08	+0.36	+15.33	凉夏偏湿
	1860	-1.20	-0.75	-2.69	-1.94	-19.26	冷夏偏干
	1820	+2.09	+0.99	+2.26	+1.28	-56.66	暖夏干燥
小冰期	1620	-1.04	-0.69	-2.48	-1.80	-27.84	冷夏暖冬偏干
	1550	-1.34	-0.95	-1.04	-0.09	+128.30	凉夏冷冬
	1300	+1.92	+1.37	+3.49	+2.12	-9.27	暖夏偏干
中世纪 温暖期	1200	+1.03	+0.98	+2.81	+1.84	+7.97	暖偏湿
	1070	+0.10	+0.18	+0.45	+0.27	+17.04	温偏湿
	1010	+5.13	+3.48	+5.02	+1.54	-283.65	高温干旱

在中世纪温暖期,佛爷池一带生长寒温带针叶林,林下为茂盛的杜鹃灌丛。与现今相比,当时年均温高 0.5-2°C,7 月均温高 1-3°C,1 月均温高 1°C 左右,年降水量高 200mm 左右。在此期间,气候极不稳定,波动频繁,冬季与夏季温度的变化并不一致,而且主要反映 1 月均温变化的特殊性。

中世纪温暖期向小冰期转变的特点为气候发生强烈的快速波动,出现暖夏与冷冬等灾害

性气候现象。这一过程起始于 1200a AD, 结束于 1340a AD。小冰期向近代温暖期的转变表现为 1 月均温的逐渐回升, 7 月均温似突然升高。这一过程开始于 1620a AD, 结束于 1920a AD。这种气候变化过程, 指示小冰期开始时的冬季风突然增强, 而夏季风显示不稳定波动。小冰期中 7 月均温连续处于负距平, 表明夏季风相对衰弱。小冰期的结束是以 1 月气温回升, 冬季风逐渐减弱为先导, 并以随后的夏季风增强为标志。从趋势来看年降水量距平的变化与 7 月均温和年均温的变化显示同步关系, 说明夏季风带来的降水决定着当地的降水量变化。

4 结语

本文的研究提供了一个短时间尺度古气候重建的实例。在人类活动影响较小的地方, 可以找到良好的地层记录, 籍以进行高分辨的古植被、古气候和古环境研究。像秦岭太白山那样自然植被保存完好、生态环境梯度显著的地区, 其孢粉-气候系统中的孢粉-气候数学模型适用于古气候重建, 并可获得较好的结果。

秦岭太白山地处东亚大陆中、东部中央山脉的最高部位, 又是我国气候的南北分界所在, 自然带垂直分布明显, 佛爷池又处于林线以上, 因而对气候变化的响应特别敏感。在这样的环境敏感带上的敏感部位进行短时间尺度气候和环境变迁研究, 更有助于揭示其变化的细节和过程, 而且又能避开地方性气候的干扰。从 1 月均温与 7 月均温的对比关系来看, 表明东亚季风区的夏季风变化与冬季风变化有较大的不一致性。过去各种研究中所使用的年均温或夏季 (7 月) 温度变化, 并不能反映短时间尺度气候变化的全貌和本质。因此, 深入进行冬季 (1 月) 温度的重建, 进而了解气温年较差和气候季节性的变化特征, 在过去全球变化研究中具有特定重要性和必要性。

佛爷池地层剖面的沉积速率尚不够高, 因而还需寻找具有更高分辨率的地质记录进行研究, 并配合高精度的多种方法测年, 才能取得更理想的成果。

本文研究得到朱志澄教授的指导和帮助, 崔健、李秉成、王国辉、张俊牌等先生参加了部分工作, 特此深表谢意。

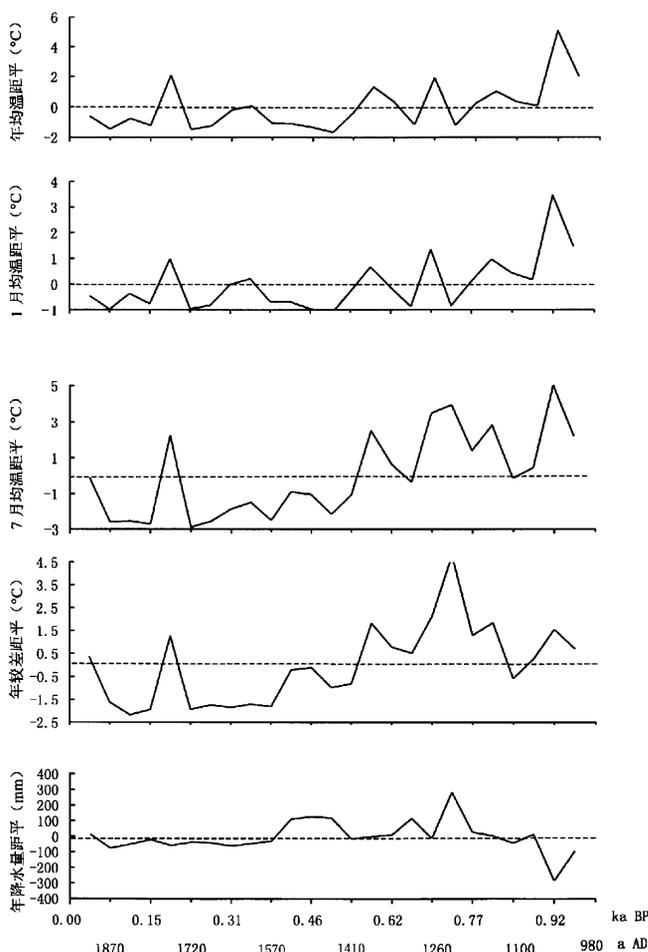


图 2 太白山佛爷池附近千年来的气候变化重建
Fig. 2 Reconstruction of climate in the last 1ka
round Foyechi Pond, Taibai Mountains

参 考 文 献

- [1] 邹进上. 气候学研究——“天、地、生”相互影响问题 [M]. 北京: 气象出版社, 1989. 1- 200.
- [2] 张翼, 张丕远, 张原喧, 等. 气候变化及其影响 [M]. 北京: 气象出版社, 1993. 28- 119.
- [3] 李克让, 张丕远. 中国气候变化及其影响 [M]. 北京: 海洋出版社, 1992. 207- 256.
- [4] 张丕远, 王铮, 刘啸雷, 等. 中国近 2000 年来气候演变的阶段性 [J]. 中国科学 (B 辑), 1994, 24(9): 998- 1007.
- [5] 张兰生. 中国生存环境历史演变规律研究 [M]. 北京: 海洋出版社, 1993. 32- 43.
- [6] 姚檀栋, 谢自楚, 武筱玲, 等. 敦煌冰帽中的小冰期气候记录 [J]. 中国科学 (B 辑), 1990, 20(11): 1196- 1201.
- [7] 李吉均. 中国西部第四纪冰川与环境 [M]. 北京: 科学出版社, 1991. 57- 65.
- [8] 刘光远, 徐瑞珍, 张先恭. 祁连山园柏的最后年表 [J]. 气象, 1984, (5): 27- 28.
- [9] 张德二. 我国“中世纪温暖期”气候的初步推断 [J]. 第四纪研究, 1993, (1): 7- 15.
- [10] 陕西省林业厅. 太白山自然保护区综合考察论文集 [C]. 西安: 陕西师范大学出版社, 1989. 22- 183.
- [11] 刘有民, 王桂增. 秦岭地区第四纪及冰川地质研究 [C]. 天津地质矿产研究所所刊. 北京: 地质出版社, 1987. 42- 56.
- [12] Guiot J A, Pons A, De Beaulieu J L, et al. A 140 000 year continental climate reconstruction from two European pollen records. *Nature*, 1989, 338 309- 313.
- [13] 中国科学院地质研究所. 数学地质引论 [M]. 北京: 地质出版社, 1977. 41- 53.
- [14] 童国榜, 张俊牌, 范淑贤, 等. 秦岭太白山顶近千年来环境变化 [J]. 海洋地质与第四纪地质, 1996, 16(4): 95- 104.

SPORE-POLLEN RECORDS AND TENTATIVE PALEOCLIMATE RECONSTRUCTION IN TAIBAI MOUNTAIN IN THE LAST 1000 YEARS

TONG Guobang¹, WU Xihao², TONG Lin¹, XIA Huaguo²

1 *Institute of Hydrogeology and Engineering geology, MGMR, Zhending Hbái 050803;*

2 *Institute of Geomechanics, Chinese Academy of Geological Science, Beijing 100081*

Abstract The spore pollen records and time sequence of the paleoclimate parameters at Foyechi Pond of Taibai Mountain reveal the character of Little Ice Age and Medieval Warm Period. Little Ice Age spans from 1420 AD to 1920 AD. The annual mean temperature in January and July during this period has shown considerable inconsistency of the changes of winter monsoon and summer monsoon in this area. At the beginning of Little Ice Age, there was a strengthening of the winter monsoon and consequent southwards expansion, with the summer monsoon weakened and fluctuated, and the annual total precipitation increased. At the end of Little Ice Age, there was a gradual decline of winter monsoon and a sudden strengthening of summer monsoon, with decreased annual total precipitation. The precursor of end of Little Ice Age was gradually weakening winter monsoon, abruptly enhanced summer monsoon, and relatively rare precipitation. The Medieval Warm Period (1200- 1340 AD) was witnessed violent disastrous climate with warm summer and cold winter.

Key words Paleoclimate reconstruction; Monsoon climate; Medieval Warm Period; Little Ice Age; Qinling