

江亭桂,林振山,李玉霞.近千年亚洲季风变化驱动力的初步研究[J].地理科学,2016,36(6):943-950.[Jiang Tinggui, Lin Zhenshan, Li Yuxia. Preliminary Study of the Driving Force on the Asian Monsoon Change During the Last Millennium. Scientia Geographica Sinica,2016,36(6):943-950.] doi: 10.13249/j.cnki.sgs.2016.06.018

近千年亚洲季风变化驱动力的初步研究

江亭桂^{1,2,3,4},林振山^{1,2,3,4},李玉霞^{2,3,4}

(1. 南京师范大学地理科学学院,江苏 南京 210023;2. 虚拟地理环境教育部重点实验室/南京师范大学,江苏 南京 210023;3. 江苏省地理环境演化国家重点实验室培育建设点,江苏 南京 210023;4. 江苏省地理信息资源开发与利用协同创新中心,江苏 南京 210023)

摘要:通过反演方法,利用已有的影响亚洲季风变化的相应资料,通过动力模型建立了近千年亚洲季风变化的驱动力方程,根据各指标的具体数值反演出方程中各项系数和对应的贡献率。分析方程中各气候代用指标对亚洲季风变化的影响程度,发现近千年亚洲季风并非只受到这些气候要素的线性作用,而是受到较为复杂的非线性驱动力作用,其中大气中CO₂含量、印度洋海表温度、前一期季风强度、南方涛动指数、CH₄气体含量、格陵兰温度、北大西洋海表温度、北半球温度等在驱动近千年亚洲季风变化中起到较为重要的作用,而在长时间尺度上对季风变化有重要影响的太阳活动,近千年中其直接影响并不十分显著,这也可能是指标精度的原因。

关键词:亚洲季风;反演;近千年;驱动力

中图分类号:P462.4

文献标识码:A

文章编号:1000-0690(2016)06-0943-08

过去1 000 a是气候变化研究中一个极具特殊意义的时间段。这个时段是文字、器测数据与自然档案记录的的环境变化信息并存的时期^[1,2],也是人类活动影响不断加剧的时期,同时,对这一时段气候变化历史的科学认识是预估未来数十至数百年环境变化趋势必须具备的基础。

全球季风正在成为当今气候研究的热点之一^[3]。Wang and Ding 针对全球定义了6大季风区,分别是亚洲西太平洋季风区、南印度洋季风区、西非季风区、澳大利亚-南太平洋季风区、北美季风区和南美季风区^[4]。亚洲季风因其影响人口众多,变化复杂而成为众多学者关注的重点。

对季风历史的重建研究离不开所用的代用指标。目前,洞穴石笋作为记录古气候变化的历史档案,由于沉积连续,分辨率高,定年准确和后期蚀变小等优势^[5],在亚洲季风变迁的历史、幅度、驱动因素等研究方面已经取得了非常重要的成果^[6-10],在亚洲季风控制区,石笋的 $\delta^{18}\text{O}$ 较好地反映了夏季风

的强度或季风降雨的变化^[7,11,12]。

亚洲季风气候演化具有显著的米兰柯维奇周期成分,即地球轨道偏心率的100 ka周期、地轴倾斜的41 ka周期和23 ka的岁差周期分量^[13,14],清晰地表明亚洲季风气候变迁受到地球轨道变化引起的太阳辐射的影响^[15];在千年尺度事件上,亚洲季风与北大西洋气候之间存在强烈的耦合关系^[7,16];而年际到10 a尺度的季风变化上,亚洲季风与赤道太平洋海面温度变化以及该地区气压异常形成的厄尔尼诺-南方涛动(ENSO)关系非常密切^[17,18]。众多的研究表明火山活动^[19-21]、温室气体和气溶胶变化^[22,23]可能也是影响过去千年气候变化的重要驱动因素。Zhou等^[24]认为全球大陆季风降水的减少,是因为大气对于海温变化的响应,尤其是中东太平洋和赤道西印度洋海温的变化。但这些驱动因素如何以及在多大程度上影响近千年亚洲季风变化在以往的研究中却很少进行定性和定量的描述。

收稿日期:2015-06-18;**修订日期:**2015-11-24

基金项目:国家自然科学基金项目(31470519)、江苏省自然科学基金项目(BK20131399)、江苏省高校优势学科建设工程资助项目资助。[Foundation: National Nature Science Foundation of China(31470519), Natural Science Foundation of Jiangsu Province (BK20131399), the Priority Academic Program of Jiangsu Higher Education Institutions.]

作者简介:江亭桂(1971-),女,安徽芜湖人,博士研究生,讲师,主要从事环境地理,环境工程等方面研究。E-mail: jiangtinggui@njnu.edu.cn

通讯作者:林振山,教授。E-mail: linzhenshan@njnu.edu.cn

1 反演方法

一般将参数给定后,求现象的问题称为正问题,数学物理方程解决的通常是正问题,而将现象已知后求参数的问题称为反演问题。反演时,在代数方程组中除了待定的物理参数之外所有变量都需要有实际观测的数值。

丑纪范在《长期数值天气预报》中介绍了反演的基本方法^[25],黄建平在此基础上提出了利用实际观测资料精确地反演非线性动力模型的过程^[26]。林振山据此提出了天津局地气候的动力方程^[27],罗虎明和李玉霞利用反演方法分别探求了轨道尺度224 ka东亚季风^[28]、董哥洞石笋所指示的印度季风的驱动机制^[29],为充分利用观测数据探求系统动力机制研究提供了新的思路。

对于某些实际的非线性系统,尽管不知道描述这些系统的动力模型,但却知道这些模型的一系列特解,这就是多年来积累的实际观测资料。如果把这些观测资料看成是该动力模型的一系列离散值,解与数值求解相反的问题,即可反演出较为理想的非线性动力模型。

设非线性系统的状态变量 x_j 随时间变化的动力方程为:

$$\frac{dx_j(t)}{dt} = f_j(t, x_1(t), x_2(t), \dots, x_n(t)) \quad (j=1, 2, \dots, n) \quad (1)$$

式中 n 为状态变量个数, $f_j(t, x_1(t), x_2(t), \dots, x_n(t))$ 是 $t, x_1(t), x_2(t), \dots, x_n(t)$ 的一般非线性函数。一开始,我们对系统(1)的具体形式不了解,但能观测到一系列的数据 $x_1(t_1), x_2(t_1), \dots, x_n(t_1), x_1(t_2), x_2(t_2), \dots, x_n(t_2), \dots, x_1(t_m), x_2(t_m), \dots, x_n(t_m)$,也可以看作是方程(1)的 m 个解。 t_m 为资料序列的观测时间点。利用这 m 个解可以近似方程(1)为:

$$\frac{x_j(t_i) - x_j(t_{i-1})}{t_i - t_{i-1}} = f_j(t_{i-1}, x_1(t_{i-1}), x_2(t_{i-1}), \dots, x_n(t_{i-1})) \quad (2)$$

式中 $j=1, 2, \dots, n; i=2, 3, \dots, m$

如果 $f_j(t, x_1(t), x_2(t), \dots, x_n(t))$ 可以分为2部分:

$$f_j(t, x_1(t), x_2(t), \dots, x_n(t)) = \sum_{k=1}^{k_1} b_{k,j} g_k(x_1(t), x_2(t), \dots, x_n(t)) + \sum_{k=k_1+1}^{k_1+k_2} b_{k,j} g_k(t) \quad (3)$$

$j=1, 2, \dots, n; k=1, 2, \dots, k_1+k_2$

其中 $b_{k,j}$ 是相应项的系数。公式(1)可以写成矩阵形式:

$$D = QB \quad (4)$$

$$\text{其中: } B = \begin{bmatrix} b_{11} & b_{12} & \dots & b_{1,n} \\ b_{21} & b_{22} & \dots & b_{2,n} \\ \dots & \dots & \dots & \dots \\ b_{k_1+k_2,1} & b_{k_1+k_2,2} & \dots & b_{k_1+k_2,n} \end{bmatrix}, b_{k,j} \text{ 是式(3)}$$

中第 j 个方程右边的第 k 项系数;

$$Q = \begin{bmatrix} Q_{11} & Q_{12} & \dots & Q_{1,k_1+k_2} \\ Q_{21} & Q_{22} & \dots & Q_{2,k_1+k_2} \\ \dots & \dots & \dots & \dots \\ Q_{m-1,1} & Q_{m-1,2} & \dots & Q_{m-1,k_1+k_2} \end{bmatrix}, Q_{i,k} \text{ 是式(3)中}$$

g_k 项在 t_i 时的值;

$$D = \begin{bmatrix} d_{11} & d_{12} & \dots & d_{1,n} \\ d_{21} & d_{22} & \dots & d_{2,n} \\ \dots & \dots & \dots & \dots \\ d_{m-1,1} & d_{m-1,2} & \dots & d_{m-1,n} \end{bmatrix}, d_{ij} \text{ 是 } \frac{dx_j}{dt} \text{ 在 } t_i \text{ 时刻}$$

用式(2)得到的近似值。

在式(4)中,只有 B 是未知的,也是线性的。要求得矩阵 B ,可以运用矩阵的最小二乘估计,即用残差的平方和取极小值的方法来求解矩阵 B 。

得到系数 B 后,可进一步分析 f_j 中各项的相对贡献率 W_{kj} :

$$W_{kj} = \frac{1}{m} \sum_{i=1}^m \frac{T_k^2}{\sum_{k=1}^{k_1+k_2} T_k^2} \quad (5)$$

式中 $T_k = b_{k,j} g_k, m$ 是资料序列长度。

如要精炼方程,可根据各项贡献率大小剔除对系统演变无用或作用很小的项,带入原始数据对剔除无关项后的方程重新进行反演。最后得到所要的反演方程式。

2 指标选取和数据来源

近千年亚洲季风的变化强度由万象洞石笋 $\delta^{18}\text{O}$ 的变化趋势表示。Zhang 在2008年发表了万象洞石笋 WX42B 氧同位素序列^[30],时长为192~2003年,平均年分辨率2.5 a。万象洞(33°19'N, 105°00'E,海拔约1 200 m),位于甘肃省陇南市武都县,处于亚洲夏季风降水的边缘,80%的降水出现在夏季风盛行的5~9月,降水受亚洲季风系统影响非常强烈^[30,31]。研究表明,万象洞内滴水的氧同位素组成可以很好地反映洞外大气降水的氧同位素组成,而温度对石笋 $\delta^{18}\text{O}$ 值的影响可以忽略不计^[31]。石笋 $\delta^{18}\text{O}$ 的值越低,反映季风带来的降水越多,亚洲季风越强^[30,31]。

气候变迁的根本原因在于外界强迫因子的改变^[32]。根据研究,亚洲季风的强弱、周期变动与

太阳活动、北半球平均温度、北大西洋海表温度、温室气体含量、南极温度等均有着一定程度的关联。文中所采用的相应指标见表1,所有数据资料均来源于<http://www.ncdc.noaa.gov/paleo/data.html>。

表1 各指标资料

Table 1 The information of the index

指标	符号	备注
石笋 $\delta^{18}\text{O}$ ^[30]	m	指代亚洲季风强度
^{10}Be ^[1]	s	表示太阳辐射强度
北半球平均温度 ^[1]	T_n	
北大西洋 SST ^[33]	T_s	北大西洋海表温度
南方涛动指数 ^[34]	s_i	SOI _{pr}
PDO 指数 ^[35]	p	太平洋涛动指数
格陵兰温度 ^[36]	g	源自 GRIP2 Ice Core
印度洋 SST ^[37]	T_i	印度洋海表温度
南极 Dome C $\delta^{18}\text{O}$ ^[38]	T_a	表征南极气候变化
CO ₂ 浓度 ^[39]	c	源自 Law Dome Ice Core
CH ₄ 浓度 ^[39]	c_h	源自 Law Dome Ice Core
SO ₄ 盐含量 ^[40]	s_o	表征火山活动
Dasuopu 冰芯 $\delta^{18}\text{O}$ ^[41]	d	表征青藏高原气候变化

因为各指标的分辨率不同,数据的时间间隔不等,而进行反演的时候,数据必须是等间距的,因此这些数据使用前先进行等间距化。据转换函数与原信号误差分析经验,通常用3次样条函数进行插值处理结果误差最小,因此本文对所有需要插值的数据先用3次样条函数进行处理,其中印度洋海表温度、南极 Dome C $\delta^{18}\text{O}$ 、Dasuopu 冰芯 $\delta^{18}\text{O}$ 、SO₄ 盐含量(分辨率为0.2 a)用3次样条插值的处理结果与原信号非常逼近。但通过对比分析也发现石笋 $\delta^{18}\text{O}$ 、CO₂ 浓度、CH₄ 浓度采用3次样条插值后部分数据与原数据存在较大的差异,改用线性插值后则误差很小。其他数据的分辨率为1 a,不需要进行插值处理。

3 近千年亚洲季风变化驱动力的分析

从反演的方法和以前的研究情况来看^[26, 27],三次幂项对结果的影响非常小,所以设定方程时只考虑到二次项的因子,因此设万象洞代表的亚洲季风驱动机制的动力模型如下:

$$\frac{dm}{dt} = a_1 m + a_2 s + a_3 T_n + a_4 T_s + a_5 s_i + a_6 p + a_7 g + a_8 T_i + a_9 T_a + a_{10} c + a_{11} c_h + a_{12} s_o + a_{13} d + a_{14} m^2 + a_{15} s^2 + a_{16} T_n^2 + a_{17} T_s^2 + a_{18} s_i^2 + a_{19} p^2 + a_{20} g^2 +$$

$$a_{21} T_i^2 + a_{22} T_a^2 + a_{23} c^2 + a_{24} c_h^2 + a_{25} s_o^2 + a_{26} d^2 + m(a_{27} s + a_{28} T_n + a_{29} T_s + a_{30} s_i + a_{31} p + a_{32} g + a_{33} T_i + a_{34} T_a + a_{35} c + a_{36} c_h + a_{37} s_o + a_{38} d) + s(a_{39} T_n + a_{40} T_s + a_{41} s_i + a_{42} p + a_{43} g + a_{44} T_i + a_{45} T_a + a_{46} c + a_{47} c_h + a_{48} s_o + a_{49} d) + T_n(a_{50} T_s + a_{51} s_i + a_{52} p + a_{53} g + a_{54} T_i + a_{55} T_a + a_{56} c + a_{57} c_h + a_{58} s_o + a_{59} d) + T_s(a_{60} s_i + a_{61} p + a_{62} g + a_{63} T_i + a_{64} T_a + a_{65} c + a_{66} c_h + a_{67} s_o + a_{68} d) + s_i(a_{69} p + a_{70} g + a_{71} T_i + a_{72} T_a + a_{73} c + a_{74} c_h + a_{75} s_o + a_{76} d) + p(a_{77} g + a_{78} T_i + a_{79} T_a + a_{80} c + a_{81} c_h + a_{82} s_o + a_{83} d) + g(a_{84} T_i + a_{85} T_a + a_{86} c + a_{87} c_h + a_{88} s_o + a_{89} d) + T_i(a_{90} T_a + a_{91} c + a_{92} c_h + a_{93} s_o + a_{94} d) + T_a(a_{95} c + a_{96} c_h + a_{97} s_o + a_{98} d) + c(a_{99} c_h + a_{100} s_o + a_{101} d) + c_h(a_{102} s_o + a_{103} d) + a_{104} s_o \cdot d \quad (6)$$

将表1中各项指标在1000~1947年的数据作为方程(6)的一系列数值解,带入公式中,为消除各指标单位和数据大小不同的影响,在带入公式前,先对数据进行标准化处理,然后对数据系列用公式(1)到(5)进行反演,得到 a_1 到 a_{104} 各项系数值和对应各项的贡献率。根据反演结果,以AD1000石笋 $\delta^{18}\text{O}$ 年的数值作为初值,以1 a时间间隔作为步长,用四阶 Runge-Kutta 定步长算法计算出公式(6)的数值解,即可以得到石笋 $\delta^{18}\text{O}$ 计算值与真实值(标准化后)的对比,如图1所示。

为判断上述结果是否受初始值的影响,以1050年石笋 $\delta^{18}\text{O}$ 年的值作为初值,以同样的方法计算出 $\delta^{18}\text{O}$ 亚洲季风的数值解,模拟效果与图1几乎一样,所以公式(6)较好地反演出了各指标与 $\delta^{18}\text{O}$ 代表的亚洲季风强度的对应关系。

在公式(6)中,各项因子的贡献率相差很大,贡献率最大的一项 $a_1 m$ 为10.51%,与贡献率最小的项 $a_{83} p \cdot d$ (贡献率为 9.3×10^{-7}) 相差十几万倍,104项中贡献率小于万分之五的共有25项,其余79项的贡献率达到99.61%,因此我们首先尝试着剔除掉右边多项式中贡献率小于0.0005的项,将各代用指标的原始数据代入剩余项的多项式方程再次进行反演,结果差别很小,说明方程中这79项的作用和104项大致相当。但这时方程依然比较复杂。所以再以贡献率小于千分之一(0.001)为条件,在79项中又剔除掉11项,共剔除36项,剩余68项的累积贡献率总共为98.85%,则公式(6)简化为:

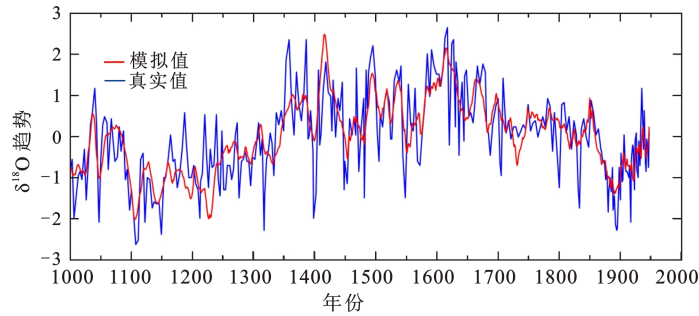


图1 万象洞石笋 $\delta^{18}\text{O}$ 1000~1947年模拟值和真实值变化趋势的对比

Fig.1 Comparison between the simulation value and the real value of the Wanxiang Cave stalagmite $\delta^{18}\text{O}$ in 1000 -1947

$$\begin{aligned} \frac{dm}{dt} = & b_1 m + b_2 s + b_3 T_n + b_4 T_s + b_5 s_i + b_6 p + b_7 g + \\ & b_8 T_i + b_9 c + b_{10} s_o + b_{11} s^2 + b_{12} T_n^2 + b_{13} T_s^2 + \\ & b_{14} s_i^2 + b_{15} p^2 + b_{16} g^2 + b_{17} T_i^2 + b_{18} T_a^2 + b_{19} c^2 + \\ & b_{20} c_h^2 + b_{21} s_o^2 + m(b_{22} s + b_{23} T_s + b_{24} p + b_{25} T_i + \\ & b_{26} T_a + b_{27} c + b_{28} c_h) + s(b_{29} T_n + b_{30} p + b_{31} g + \\ & b_{32} T_i + b_{33} T_a + b_{34} c + b_{35} c_h + b_{36} s_o) + T_n(b_{37} s_i + \\ & b_{38} p + b_{39} g + b_{40} T_i + b_{41} T_a + b_{42} c) + T_s(b_{43} s_i + \\ & b_{44} p + b_{45} g + b_{46} T_i + b_{47} s_o + b_{48} d) + s_i(b_{49} p + \\ & b_{50} T_i + b_{51} d) + p(b_{52} T_i + b_{53} c + b_{54} c_h + b_{55} s_o) + \\ & g(b_{56} T_i + b_{57} T_a + b_{58} c + b_{59} c_h + b_{60} s_o) + \\ & T_i(b_{61} T_a + b_{62} c + b_{63} s_o + b_{64} d) + T_a(b_{65} c + \\ & b_{66} c_h) + c(b_{67} c_h + b_{68} d) \end{aligned} \quad (7)$$

把各代用指标的原始数据代入方程(7)中重新进行反演,得到方程(7)中各项系数值和对应项的贡献率,结果如表2所示。

用表2中各项系数对公式(7)进行计算,计算结果与真实值对比如图2所示:

图2模拟效果虽然较图1稍差,但其与真实值的相关性也已达0.792 5,我们认为可近似表示石笋 $\delta^{18}\text{O}$ 的变化趋势,也说明方程(7)中这68项的作用可基本替代方程(6)中104项的作用。

另外我们以贡献率小于千分之二为条件,共剔除45项,以剩下的59项组成的方程用同样的方法进行反演,模拟效果则相对较差,所以我们认为方程(7)中右边68项对近千年亚洲季风变化会起到较大的作用。

在方程(7)中,方程右边的前10项为一次项,即线性部分,其它58项是非线性部分,线性部分的累积贡献率为24.3%,而非线性部分的累积贡献率为75.7%,说明近千年亚洲季风的变化主要受复杂

的非线性驱动力作用,而非单纯受到各因子线性驱动。

在表2所有68项亚洲季风的影响因子中,从单项上看上一年季风强度的贡献率最大,达到10.2%,另外与季风强度有关的交叉项的贡献率共为10.3%,说明前一时期的季风强度的稳定作用对后一年的季风变化有着不可忽视的影响。

在一次项中,贡献率排在第二位的是大气中 CO_2 含量,贡献率占5.15%,同时 CO_2 含量对近千年季风的影响并不只是体现在线性驱动方面,更主要的是体现在 CO_2 含量和其它因子的交叉项方面,与 CO_2 含量有关因子(包括一次项)的贡献率总共达到23.5%,超过其他所有各项指标,排在第一位,说明在千年亚洲季风气候系统中, CO_2 含量变化起到极为重要的作用。在本文所采用的代用指标中, CH_4 含量也同属温室气体指标, CH_4 有关项(包括 CO_2 与 CH_4 含量交叉项)的贡献率到达16.0%。所以温室气体的含量不只是对全球变暖,对季风系统也可能起到至关重要的作用。在进行反演的过程中,也曾把另一种温室气体 N_2O 含量作为影响季风强度的因子带入到反演公式中,但发现 N_2O 含量对反演结果几乎没有影响,线性项和非线性项的贡献率都非常小,于是在指标筛选的过程中便把 N_2O 含量作为无关项予以剔除了。其他一些指标如北高纬温度的剔除过程类似。

相关项总贡献率排在第二位的是印度洋海表温度,总贡献率共达到23.3%,印度洋海表温作为一次项贡献率很小,仅为0.36%,它对近千年季风的驱动主要来源于非线性项,它们和一次项一起对亚洲季风在近千年的变化产生较大的影响。根据各指标相关项总贡献率,其他指标中对近千年亚洲季风系统有较大影响的各指标依次是:前一

表2 公式(7)反演得到的各项系数和对应的贡献率

	$b_1(m)$	$b_2(s)$	$b_3(T_a)$	$b_4(T_s)$	$b_5(s_i)$	$b_6(p)$	$b_7(g)$	$b_8(T_i)$
系数反演值	-0.1682	0.0656	0.0321	-0.112	0.0514	0.0155	0.0389	0.0369
相应项贡献率	0.1022	0.022	0.0033	0.0422	0.0097	0.0013	0.0061	0.0036
	$b_9(c)$	$b_{10}(s_o)$	$b_{11}(s^2)$	$b_{12}(T_n^2)$	$b_{13}(T_s^2)$	$b_{14}(s_i^2)$	$b_{15}(p^2)$	$b_{16}(g^2)$
系数反演值	-0.2682	0.0135	-0.011	-0.0833	-0.0253	-0.1042	0.0231	0.0226
相应项贡献率	0.0515	0.0007	0.0014	0.031	0.0035	0.0553	0.007	0.0035
	$b_{17}(T_i^2)$	$b_{18}(T_a^2)$	$b_{19}(c^2)$	$b_{20}(c_h^2)$	$b_{21}(s_o^2)$	$b_{22}(m \cdot s)$	$b_{23}(m \cdot T_s)$	$b_{24}(m \cdot p)$
系数反演值	-0.1059	0.0164	0.1693	0.1195	0.0027	0.0432	0.0164	-0.0473
相应项贡献率	0.0478	0.0034	0.0229	0.0123	0.0008	0.0059	0.0006	0.0078
	$b_{25}(m \cdot T_i)$	$b_{26}(m \cdot T_a)$	$b_{27}(m \cdot c)$	$b_{28}(m \cdot c_h)$	$b_{29}(s \cdot T_n)$	$b_{30}(s \cdot p)$	$b_{31}(s \cdot g)$	$b_{32}(s \cdot T_i)$
系数反演值	-0.0988	0.0266	0.1823	-0.261	-0.0634	-0.026	-0.0473	0.0307
相应项贡献率	0.0173	0.002	0.0221	0.0484	0.0094	0.0035	0.0089	0.0024
	$b_{33}(s \cdot T_n)$	$b_{34}(s \cdot c)$	$b_{35}(s \cdot c_h)$	$b_{36}(s \cdot s_o)$	$b_{37}(T_n \cdot s_i)$	$b_{38}(T_n \cdot p)$	$b_{39}(T_n \cdot g)$	$b_{40}(T_n \cdot T_i)$
系数反演值	0.0371	0.1988	-0.1031	0.0193	0.0766	-0.0484	0.0361	0.0793
相应项贡献率	0.0087	0.0171	0.0073	0.0013	0.0121	0.0062	0.0032	0.0155
	$b_{41}(T_n \cdot T_a)$	$b_{42}(T_n \cdot c)$	$b_{43}(T_s \cdot s_i)$	$b_{44}(T_s \cdot p)$	$b_{45}(T_s \cdot g)$	$b_{46}(T_s \cdot T_i)$	$b_{47}(T_s \cdot s_o)$	$b_{48}(T_s \cdot d)$
系数反演值	-0.0566	0.1285	-0.0739	0.0282	-0.0989	0.0619	0.022	0.0114
相应项贡献率	0.0087	0.0121	0.0168	0.0024	0.0243	0.012	0.0011	0.0003
	$b_{49}(s_i \cdot p)$	$b_{50}(s_i \cdot T_i)$	$b_{51}(s_i \cdot d)$	$b_{52}(p \cdot T_i)$	$b_{53}(p \cdot c)$	$b_{54}(p \cdot c_h)$	$b_{55}(p \cdot s_o)$	$b_{56}(g \cdot T_i)$
系数反演值	0.0782	-0.1362	0.0552	0.0374	0.0605	-0.0981	0.0268	0.1162
相应项贡献率	0.0191	0.0586	0.005	0.0039	0.0019	0.0093	0.002	0.0323
	$b_{57}(g \cdot T_n)$	$b_{58}(g \cdot c)$	$b_{59}(g \cdot c_h)$	$b_{60}(g \cdot s_o)$	$b_{61}(T_i \cdot T_n)$	$b_{62}(T_i \cdot c)$	$b_{63}(T_i \cdot s_o)$	$b_{64}(T_i \cdot d)$
系数反演值	-0.0117	-0.1941	0.1755	0.0291	-0.0456	-0.2443	-0.0389	0.0505
相应项贡献率	0.0006	0.0234	0.023	0.0014	0.0052	0.0248	0.0035	0.0056
	$b_{65}(T_a \cdot c)$	$b_{66}(T_a \cdot c_h)$	$b_{67}(c \cdot c_h)$	$b_{68}(c \cdot d)$				
系数反演值	0.1394	-0.1162	-0.2893	0.0022				
相应项贡献率	0.0118	0.0119	0.0474	4.3×10^{-6}				

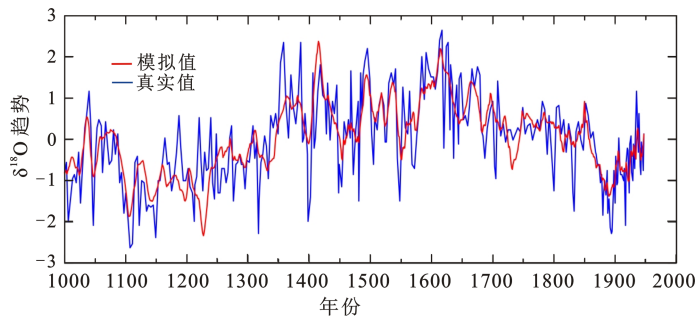


图2 公式(7)石笋 $\delta^{18}\text{O}$ 模拟值与真实值变化趋势的对比

Fig.2 Comparison between the simulation value and the real value of the stalagmite $\delta^{18}\text{O}$ according to equation (7)

期季风强度,南方涛动指数, CH_4 气体含量,格陵兰温度,北大西洋海表温度,北半球温度,然后是表征太阳活动强度的铍10。

从长时间尺度来看,太阳活动对于亚洲季风变化有着非常显著的影响^[13-15, 28]。但因为本文仅探讨近千年亚洲季风变化的情况,因此从表2来看,与太

阳活动有关项的总贡献率仅为8.8%,这主要是时间尺度的选取问题,另外,本文选取的表征近千年太阳活动的 ^{10}Be 指标虽然分辨率为1 a,但因为是合成的指标,在某些时段精度较低,不可避免会影响到反演的效果。太阳活动的影响也可能通过其它指标,如海表温度、北半球温度等对亚洲季风强

度的变化产生多方面间接的影响,但这些影响从我们的反演过程中无法直接地反应出来。

太平洋涛动指数PDO,南极气候两项指标,虽然从表2中看不出其一次项对季风变化的影响,但相关项总贡献率分别达到6.45%和5.23%,它们主要通过与其它因子的交叉作用来驱动亚洲季风的变化。从反演结果来看,达索普冰芯 $\delta^{18}\text{O}$,大气中 SO_4 盐含量,无论是一次项贡献率还是总贡献率(1.1%)均相对较小,然而这两项指标对近千年亚洲季风强度的波动仍然有着无法忽略的驱动能力。在试算的过程中,不管去掉任何一项指标,用剩余的12项指标重新进行反演,得到的模拟效果均会和真实值变化趋势存在较大的差异,这说明这两项指标在细节上对近千年亚洲季风变化都会起到不同程度的调节作用。

4 结论与讨论

季风的形成和变迁随着太阳辐射变化、海陆温度变化、全球冰量变化、青藏高原的隆升等发生着不停的变化^[3, 15],近千年季风变化虽然对季风历史变化是极为短暂的时期,但这一时期的季风变化对全球气候,人类的生产生活均会产生极为重要的影响,同时,反过来,全球气候变化和人类活动对季风变化也有着非常明显的驱动力。

本文通过反演的方法,根据已有的观测资料,来反推对季风有影响的各项因子和季风强度变化之间的变化规律,即反演公式,根据反演结果得到这些因子对季风的影响程度,得到以下结论:

1) 近千年亚洲季风变化受到各项气候代用指标之间复杂的非线性驱动力作用,而非单纯受到线性驱动。

2) 前一年的亚洲季风强度对后一年的季风变化有着不可忽视的影响,并且线性负反馈稳定作用较为明显。

3) 温室气体中 CO_2 气体含量对亚洲季风系统起到非常重要的作用,同时 CH_4 气体的含量也起到较为关键的作用。但单从反演结果来看, N_2O 气体含量对亚洲季风变化几乎没有什么影响。

4) 印度洋海表温度、南方涛动指数、格陵兰温度、北大西洋海表温度、北半球温度,都对亚洲季风有较大的驱动作用。

5) 太阳活动变化是长时间尺度季风波动的主要驱动力,但由于指标精度的原因,在近千年的短

时间尺度上,太阳活动对亚洲季风变化的影响在我们的反演过程中很难直接体现出来,但从其他因素如海表温度、北半球温度等影响上也间接显示出太阳活动对亚洲季风强度变化有着极为重要的作用。

6) 太平洋涛动指数,南极温度与其他因子一起共同驱动近千年亚洲季风变化。

7) 西藏地区气候变化,火山活动产生的大气中 SO_4 盐含量对近千年亚洲季风强度的波动也具有无法忽略的驱动能力,它们在细节上对季风变化起着一定的调节作用。

本文主要的不足之处在于代用指标的选取,有些对亚洲季风变化的可能存在较大影响的指标,如西太平洋海表温度,西伯利亚地区温度等没有查找到公开的资料,因此非常遗憾数据的缺失会造成反演的结果无法更为精确而真实地反映实际情况。另外有些指标如南极冰芯 $\delta^{18}\text{O}$ 其分辨率较低,在必须采用的数据插值过程中,不可避免地会造成部分数据的失真。

参考文献(References):

- [1] Crowley T J. Causes of climate change over the past 1000 years [J]. *Science*, 2000, 289(5477): 270-277.
- [2] Jones P D, Osborn T J, Briffa K R. The evolution of climate over the last millennium[J]. *Science (New York, N.Y.)*, 2001, 292(5517): 662-667.
- [3] 林祥, 钱维宏. 全球季风和季风边缘研究[J]. *地球科学进展*, 2012, 27(1): 26-34. [Lin Xiang, Qian Weihong. Review of the global monsoon and monsoon marginal zones. *Advances in Earth Science*, 2012, 27(1): 26-34.]
- [4] Wang Bin, Ding Qinghua. Global monsoon: dominant mode of annual variation in the tropics[J]. *Dynamics of Atmospheres and Oceans*, 2008, 44: 165-183.
- [5] 孔兴功. 石笋氧碳同位素古气候代用指标研究进展[J]. *高校地质学报*, 2009, 15(2): 165-170. [Kong Xingong. Advance in study of Oxygen and Carbon isotope variations in cave stalagmites as Palaeo-Climature proxies. *Geological Journal of China Universities*, 2009, 15(2): 165-170.]
- [6] Wang Yongjin, Cheng Hai, Edwards R L et al. Millennial- and orbital-scale changes in the East Asian monsoon over the past 224,000 years[J]. *Nature*, 2008, 451(7182): 1090-1093.
- [7] Wang Y J, Cheng H, Edwards R L et al. A high-resolution absolute-dated late Pleistocene Monsoon record from Hulu Cave, China[J]. *Science (New York)*, 2001, 294(5550): 2345-2348.
- [8] 张德忠, 张平中, 桑文翠, 等. 石笋密度蕴含的过去气候变化信息: 以末次冰消期黄土高原西部武都万象洞石笋为例[J]. *科学通报*, 2010, 55(31): 3040-3047. [Zhang Dezhong, Zhang Pingzhong, Sang Wencui et al. Implications of stalagmite densi-

- ty for past climate change: An example from stalagmite growth during the last deglaciation from Wanxiang Cave, western Loess Plateau. *Chinese Science Bulletin*, 2010, 55(31): 3040-3047.]
- [9] Wang Yongbo, Liu Xingqi, Herzschuh U. Asynchronous evolution of the Indian and East Asian Summer Monsoon indicated by Holocene moisture patterns in monsoonal central Asia[J]. *Earth-Science Reviews*, 2010, 103(3/4): 135-153.
- [10] 王红丽, 刘健, 王志远, 等. 近千年中国东部夏季气候百年尺度变化的模拟分析[J]. *科学通报*, 2011, 56(19): 1562-1567. [Wang Hongli, Liu Jian, Wang Zhiyuan et al. Simulated analysis of summer climate on centennial time scale in eastern China during the last millennium. *Chinese Science Bulletin*, 2011, 56(19): 1562-1567.]
- [11] Wang Yongjin, Cheng Hai, Edwards R L, et al. The holocene Asian monsoon: links to solar changes and North Atlantic climate[J]. *Science (New York, N.Y.)*, 2005, 308(5723): 854-857.
- [12] Tan Liangcheng, Cai Yanjun, Yi Liang et al. Precipitation variations of Longxi, Northeast margin of Tibetan[J]. *Climate of the Past*, 2008, 4: 19-28.
- [13] Ding Zhongli, Yu Zhiwei, Rutter N W et al. Towards an orbital time scale for Chinese loess deposits[J]. *Quaternary Science Reviews*, 1994, 13: 39-70.
- [14] Kukla G, An Zhisheng, Melice J L et al. Magnetic susceptibility record of Chinese loess[J]. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Science*, 1990, 81: 263-288.
- [15] 安芷生, 刘晓东. 东亚季风气候的历史与变率[J]. *科学通报*, 2000, 45(3): 238-249. [An Zhisheng, Liu Xiaodong. The history and variability of East Asian Monsoon. *Chinese Science Bulletin*, 2000, 45(3): 238-249.]
- [16] Schulz M. On the 1470-year pacing of Dansgaard-Oeschger warm events[J]. *Paleoceanography*, 2002, 17(2): 4-14-9.
- [17] 黄荣辉, 陈文, 丁一汇等. 关于季风动力学以及季风与 ENSO 循环相互作用的研究[J]. *大学*, 2003, 27(4): 484-502. [Huang Ronghui, Chen Wen, Ding Yihui et al. Studies on the monsoon dynamics and the interaction between monsoon and ENSO cycle. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences*, 2003, 27(4): 484-502.]
- [18] 石正国, 刘晓东, 程肖侠. 东亚季风和南亚季风的反相位关系及其与 ENSO 的联系: 年际尺度和轨道尺度[J]. *海洋地质与第四纪地质*, 2009, 29(5): 83-88. [Dan Zhengguo, Liu Xiaodong, Cheng Xiaoxia. Inverse phase between South Asian and East Asian summer monsoons and its relation with ENSO: from inter-annual to orbital scale. *Marine Geology & Quaternary Geology*, 2009, 29(5): 83-88.]
- [19] Briffa K R, Jones P D, Schweingruber F H. Influence of volcanic eruptions on northern hemisphere summer temperature over the Past 600 years[J]. *Nature*, 1998, 393: 450-455.
- [20] Mann M E, Bradley R S, Hughes M K. Global-scale temperature patterns and climate forcing over the past six centuries[J]. *Nature*, 1998, 392(6678): 779-787.
- [21] Kim H J, Wang Bin, Ding Qinghua. The global monsoon variability simulated by CMIP3 coupled climate models[J]. *Journal of Climate*, 2008, 21(20): 5271-5294.
- [22] Cubasch U, Voss R, Hegerl G C et al. Simulation of the influence of solar radiation variations on the global climate with an ocean-atmosphere general circulation model[J]. *Climate Dynamics*, 1997, 13(11): 757-767.
- [23] Shindell D T, Schmidt G A, Miller R L et al. Northern hemisphere winter climate response to green house gas, ozone, solar, and volcanic forcing[J]. *Journal of Geophysical Research*, 2001, 106(D7): 7193-7210.
- [24] Zhou Tianjun, Yu Rucong, Li Hongmei et al. Ocean forcing to changes in global monsoon precipitation over the recent half-century[J]. *Journal of Climate*, 2008, 21(15): 3833-3852.
- [25] 丑纪范. 长期数值天气预报[M]. 北京: 气象出版社, 1986. [Chou Jifan. Long range numerical weather prediction. Beijing: China Meteorological, 1986.]
- [26] 黄建平, 衣育红. 利用观测资料反演非线性动力模型[J]. *中国科学 B 辑*, 1991, (3): 331-336. [Huang Jianping, Yi Yohong. Nonlinear dynamic model inversion based on observation data. *Science in China: Series B*, 1991(3): 331-336.]
- [27] 林振山, 史芳斌. 天津局地气候的反演建模及其研究[J]. *气象学报*, 1995, 53(1): 115-121. [Lin Zhenshan, Shi Fangbin. The retrieved model of Tianjin local climate. *Journal of Meteorological Research*, 1995, 53(1): 115-121.]
- [28] 罗虎明, 林振山, 李玉霞. 轨道尺度东亚夏季风的动力反演[J]. *第四纪研究*, 2013, 33(3): 603-609. [Luo Huming, Lin Zhenshan, Li Yuxia. The dynamic inversion of orbital-scale East Asian summer monsoon. *Quaternary Sciences*, 2013, 33(3): 603-609.]
- [29] 李玉霞, 林振山, 刘会玉. 基于动力反演方法的亚洲季风机制探讨[J]. *地理科学*, 2015, 35(1): 114-121. [Li Yuxia, Lin Zhenshan, Liu Huiyu. The exploring of the Asian monsoon driving mechanism based on dynamical inversion method. *Scientia Geographica Sinica*, 2015, 35(1): 114-121.]
- [30] Zhang Pingzhong, Cheng Hai, Edwards R L et al. A test of climate, sun, and culture relationships from an 1810-year Chinese cave record[J]. *Science (New York, N.Y.)*, 2008, 322(593): 940-942.
- [31] 安春雷, 张平中, 代志波, 等. 中国黄土高原西缘甘肃万象洞 MIS5 石笋 $\delta^{18}\text{O}$ 记录与南方地区石笋记录的对比研究[J]. *第四纪研究*, 2006, 26(6): 6. [An Chunlei, Zhang Pingzhong, Dai Zhibo, et al. Comparison of $\delta^{18}\text{O}$ record during MIS5 in Wanxiang cave stalagmite Gansu Province of western Loess Plateau and those of southern China stalagmites. *Quaternary Sciences*, 2006, 26(6): 6.]
- [32] 况雪源, 刘健, 林惠娟, 等. 近千年来三个气候特征时期东亚夏季风的模拟对比[J]. *地球科学进展*, 2010, 25(10): 1082-1090. [Kuang Xueyuan, Liu Jian, Lin Huijuan et al. Comparison of East Asian summer monsoon in three climate typical periods during last millennium based on ECHO-G simulation. *Advances in Earth Science*, 2010, 25(10): 1082-1090.]

- [33] Cunningham L K, Austin W E, Knudsen K L et al. Reconstructions of surface ocean conditions from the Northeast Atlantic and Nordic seas during the last millennium[J]. *Holocene*, 2013, 23(7): 921-935.
- [34] Yan Hong, Sun Liguang, Wang Yuhong et al. A record of the Southern Oscillation Index for the past 2,000 years from precipitation proxies[J]. *Nature Geoscience*, 2011, 4(9): 611-614.
- [35] Macdonald G M, Case R A. Variations in the Pacific decadal oscillation over the past millennium[J]. *Geophysical Research Letters*, 2005, 32(8): L08703.
- [36] Kobashi T, Kawamura K, Severinghaus J P et al. High variability of Greenland surface temperature over the past 4000 years estimated from trapped air in an ice core[J]. *Geophysical Research Letters*, 2011, 38(21): L12501.
- [37] Oppo D W, Rosenthal Y, Linsley B K. 2,000-year-long temperature and hydrology reconstructions from the Indo-Pacific warm pool[J]. *Nature*, 2009, 460(7259): 1113-1116.
- [38] Lorius C, Merlivat L, Jouzel J et al. A 30,000-yr isotope climatic record from Antarctic ice[J]. *Nature*, 1979, 280(23): 644-648.
- [39] Macfarling M C, Etheridge D, Trudinger C et al. The law dome CO₂, CH₄ and N₂O ice core records extended to 2000 years BP[J]. *Geophysical Research Letters*, 2006, 33(14): L14810.
- [40] Traufetter F, Oerter H, Fischer H et al. Spatio-temporal variability in volcanic sulphate deposition over the past 2 kyr in snow pits and firn cores from Amundsenisen, Antarctica[J]. *Journal of Glaciology*, 2004, 50(168): 137-146.
- [41] Thompson L G, Yao T, Mosley-Thompson E., et al. A High-Resolution Millennial Record of the South Asian Monsoon from Himalayan Ice Cores. *Science*, 2000, 289: 1916-1919.

Preliminary Study of the Driving Force on the Asian Monsoon Change During the Last Millennium

Jiang Tinggui^{1,2,3,4}, Lin Zhenshan^{1,2,3,4}, Li Yuxia^{2,3,4}

(1. The College of Geography Science, Nanjing Normal University, Nanjing 210023, Jiangsu, China; 2. Key Laboratory of Virtual Geographic Environment/Nanjing Normal University, Ministry of Education, Nanjing 210023, Jiangsu, China; 3. State Key Laboratory Cultivation Base of Geographical Environment Evolution (Jiangsu Province), Nanjing 210023, Jiangsu, China; 4. Jiangsu Center for Collaborative Innovation in Geographical Information Resource Development and Application, Nanjing 210023, Jiangsu, China)

Abstract: The Asian monsoon is an important part of the global climatic system. Previous studies have indicated that the formation and change of the Asian monsoon are greatly associated with solar activity, the land-sea thermal difference, global ice volume, the uplift of Qinghai-Tibet Plateau and other climatic and geographic elements. The proxies of the climate records are more abundant during the last millennium than those of the other history periods. The studies on the changes of the Asian monsoon during the last millennium can help us explore the monsoon evolution rules and predict tendency of the Asian monsoon in the future. In the paper, based on the inversion method and the currently available information and data, a driving model which probably reveals the dynamic mechanism of the Asian monsoon changes during the last millennium is established. According to the actual quantitative values of all the proxies, we can get the coefficients and the corresponding contribution rates of the equation. Through the analyses of the influencing degree of each climate proxy on the Asian monsoon, the following results are obtained: 1) The Asian monsoon is not only linearly affected by the climate elements, but also driven by a complex nonlinear dynamic system. 2) Some climate factors, including the concentration of carbon dioxide in the atmosphere, the Indian Ocean sea surface temperature, the previous monsoon intensity, southern oscillation index, methane content, the temperature of Greenland, the north Atlantic sea surface temperature and the northern hemisphere temperature, play important roles on the Asian monsoon changes during the last millennium. 3) The solar activity, which exhibits extremely important impact on the Asian monsoon at long timescales, does not significantly affect the change of the Asian monsoon during the last millennium.

Key words: Asian monsoon; inversion; the last millennium; driving force