

近千年东亚季风变化统计动力反演与驱动机制研究^{* 1}

侯立春^{1,2,3,4,5} 林振山^{1,3,4,5} 何亮⁶ 罗虎明⁷
 HOU Lichun^{1,2,3,4,5} LIN Zhenshan^{1,3,4,5} HE Liang⁶ LUO Huming⁷

1. 南京师范大学地理科学学院环境与生态建模研究室, 南京, 210023
2. 江西上饶师范学院历史地理与旅游学院, 上饶, 334001
3. 虚拟地理环境教育部重点实验室(南京师范大学), 南京, 210023
4. 江苏省地理环境演化国家重点实验室培育建设点, 南京, 210023
5. 江苏省地理信息资源开发与利用协同创新中心, 南京, 210023
6. 国家气象中心, 北京, 100081
7. 西北农林科技大学理学院, 杨凌, 712100

1. *College of Geographical Science, Nanjing Normal University, Nanjing 210023, China*

2. *College of History Geography and Tourism, Shangrao Normal College, Shangrao 334001, China*

3. *Key Laboratory of Virtual Geographic Environment (Nanjing Normal University), Ministry of Education, Nanjing 210023, China*

4. *State Key Laboratory Cultivation Base of Geographical Environment Evolution (Jiangsu Province), Nanjing 210023, China*

5. *Jiangsu Center for Collaborative Innovation in Geographical Information Resource Development and Application, Nanjing 210023, China*

6. *National Meteorological Center, Beijing 100081, China*

7. *College of Sciences, Northwest A & F University, Yangling 712100, China*

2016-04-19 收稿, 2016-10-05 改回.

侯立春, 林振山, 何亮, 罗虎明. 2017. 近千年东亚季风变化统计动力反演与驱动机制研究. 气象学报, 75(1):67-79

Hou Lichun, Lin Zhenshan, He Liang, Luo Huming. 2017. Statistical-dynamical retrieval and driving mechanism study of monsoon variation over East Asia in the last millennium. *Acta Meteorologica Sinica*, 75(1):67-79

Abstract A nonlinear statistical-dynamical model of the East Asian monsoon is established using observed data. The model is applied to quantify individual contributions of different factors, which provide a quantitative reference for the study of the driving mechanism of East Asian monsoon. Results show that: (1) The East Asian monsoon is a complex nonlinear dynamic system influenced by many factors over the past thousand years. Some factors are driving forces and others are feedback regulations. Interactions among these factors are coupled with the East Asian monsoon; (2) The monsoon driving forces mainly come from sea surface temperature over the subtropical Pacific, the Tibetan Plateau thermal forcing, the coupling interaction mechanism of CO₂ and N₂O, solar radiation and N₂O cross-terms, CO₂ and CH₄ cross-term. Regulation effect is mainly from the location of continent by stalagmite $\delta^{18}\text{O}$, CO₂ concentration, changes in solar radiation, the coupling interaction mechanism of CH₄ and N₂O, solar radiation and ENSO cross-term, stalagmite and CH₄ cross-term. The concentrations of greenhouse gases (CO₂, CH₄ and N₂O) have a great contribution to the driving force and regulating effects of the East Asian monsoon; (3) It is inferred from the dynamic retrieval mechanism that the subtropical Pacific and the tropical western Pacific have driving effects

* 资助课题: 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项目。

作者简介: 侯立春, 主要从事气象与气候变化模拟及机制方向研究。E-mail: houlchjs@163.com

通讯作者: 林振山, 主要从事气象与气候变化模拟及机制方向研究。E-mail: linzhenshan@njnu.edu.cn

on the East Asian monsoon. The main driving force comes from subtropical Pacific, which indicates that the main driving source of East Asian monsoon changes is in the subtropical Pacific Ocean, and the secondary source is in the tropical western Pacific Ocean; (4) Stalagmite $\delta^{18}\text{O}$ mainly refers to the features of summer monsoon contributed by sea-land temperature to monsoon evolution.

Key words East Asian monsoon, Statistical-dynamical retrieval, Driving mechanism, Last millennium, Heshang Cave stalagmite

摘要 利用观测数据和非线性统计-动力学方法,构建了东亚季风变化的动力方程。量化了单因子强迫及各因子间相互作用在东亚季风演化中的相对贡献率,为东亚季风驱动机制研究提供了量化参考。研究发现:(1)过去千年东亚季风是多种因子共同作用下的复杂非线性动力系统。有些因子以起驱动作用为主,则有些以反馈调节作用为主,因子间交互作用与东亚季风演化存在耦合效应机制。(2)季风的驱动力主要来源于副热带太平洋海表温度、青藏高原动力热力强迫、 CO_2 和 N_2O 交叉项、太阳辐射和 N_2O 交叉项、 CO_2 与 CH_4 交叉项等的耦合作用机制;调节作用主要是石笋 $\delta^{18}\text{O}$ 指代的地理位置、单因子 CO_2 浓度、太阳辐射变化、 CH_4 与 N_2O 交叉项、太阳辐射与 ENSO 交叉项等的耦合作用机制。温室气体(CO_2 、 CH_4 与 N_2O)浓度对东亚季风演化的驱动与调节作用贡献较大。(3)通过动力反演机制推论副热带太平洋和热带西太平洋对东亚季风均有驱动作用,但主要驱动力来自副热带太平洋,即驱动东亚季风变化的主源地在副热带太平洋海区,次源地在热带西太平洋海区。(4)由海-陆温差对季风演变贡献大小推测石笋 $\delta^{18}\text{O}$ 指代的也主要是夏季风信息。

关键词 东亚季风, 统计动力学反演, 驱动机制, 过去千年, 和尚洞石笋

中图法分类号 P462

1 引言

在全球变化研究领域中,过去千年气候变化及其演变驱动机制是一个很重要的方向。研究过去千年的气候冷暖变化、主要特征、成因机制及其影响,不仅对揭示年代一百年尺度的气候变化规律与地球系统动力学机制至关重要,而且对深入理解人类与气候变化的相互作用机制及人类适应未来气候变化、地球系统多尺度运行规律也具有重要科学意义,因而备受中外学术界的关注(葛全胜等,2015)。季风气候属于全球气候系统的重要组成部分,其变化与驱动机制同样备受关注,也是全球变化研究的热点问题(Wang, et al, 2008)。东亚季风作为全球季风子系统之一,其季风演化变率及动力机制研究对该地区自然环境、农业、经济、人口有着重要意义。东亚季风系统比较复杂,影响因子诸多,各个因子会通过非线性过程共同制约其演变发展和异常(洪梅等,2015)。

气候变化驱动因子与成因机制分析出现过多个版本(Fu, et al, 2006)。近几十年来中外关于东亚季风气候变化的研究切入点和逻辑进路不尽相同,大致可做如下重点梳理。在已有的研究中,揭示了东亚季风形成的主要驱动机制是海-陆热力差异与海-陆分布(纬向和经向海-陆热力差异)(Wang, et

al, 2014)。有的研究认为,下垫面对季风气候变化具有重要反馈调节作用,亚洲季风受控于北半球高纬度冰盖和低纬度海洋气候系统的变化(陈星等, 2002);副热带西太平洋和热带西太平洋暖池是引发强烈的大气环流、驱动沃克环流和哈得来环流系统的主要热源之一,对东亚夏季风及降水变化有重要影响(潘保田等,1996;王凡等,2012)。而东亚冬季风起源于西伯利亚—蒙古高压,冬季风的强弱变化会引起东亚地区的天气变化(丁一汇等, 2014)。还有的研究认为,太阳辐射变化是东亚季风的基本驱动力,太阳活动强弱变化对 ENSO 与东亚季风的联系可能具有调制作用(王瑞丽等,2015)。青藏高原隆升对亚洲季风系统、乃至全球季风系统产生环境效应,与东亚季风的演变以及与地表各圈层之间具有某种程度上的时空耦合效应,充当了地球气候和环境演化的驱动机和放大器(潘保田等,1996),并通过动力和热力作用对亚热带环流、西风环流和西伯利亚蒙古高压进行调制(王勇等,2006),同时对中国东部夏季环流和降水产生作用。有的研究发现, ENSO 与亚洲季风、东亚降水的年际和年代际变化(赵侃等,2015)存在密切联系; ENSO 对东亚季风乃至东亚气候异常变化有明显影响,两者可能存在互为因果的耦合关系;在 ENSO 年大气环流和海温也存在很强的相互作用(宗海锋等,2008);也有研究表

明北太平洋海温年代际振荡会影响 ENSO 与东亚季风的相关关系,即 ENSO 对东亚季风的影响并非简单的线性关系(丁一汇等,2014)。有的研究指出,CO₂ 含量与大气温度并非简单的线性关系,温室气体的气候效应,无论从实际记录和理论计算上均存在有争议之处,说明温室效应的理论认识还不成熟,温室效应的气候表现作为科学问题,尚有待于在 new 的高度上加以深化(《全球变化及其区域响应》科学指导与评估专家组,2012)。有的还指出,气溶胶的辐射效应可能引起东亚大陆大部分地区近地面降温,海-陆热力差异减小,导致东亚季风减弱及降水的区域调整(王东东等,2014)。因此,东亚季风与太阳辐射变化(Liu, et al,2012)、海洋、海-气环流变化(洪梅等,2015)、陆面、冰雪、青藏高原、ENSO 循环变率、温室气体及气溶胶等外强迫的强弱有关,与其内部的动力、热力过程密切相关(陈文等,2008),使得东亚季风强度、持续时间及其系统内部反馈机制上存在差异,各不相同。

尽管许多学者从不同角度对于季风成因机制给予了不同解释,但不同影响因子及因子间的非线性关系对东亚季风系统的影响程度和季风形成的动力机制至今仍未能精准把握和论定。传统统计模型具有数据利用上的优势,而动力模型可探究系统内部动力学机制,若将两者优势有机结合,建立自治的定步长非线性动力反演模型(黄建平等,1991)和可逐步长的非自治反演非线性动力模型(林振山等,1995;罗虎明等,2013),则可利用大量观测资料来探索系统内部可能存在的动力学驱动机制。本研究在前人研究的统计动力学反演方法基础上,根据近年来的相关研究成果与数据资料,分析过去千年东亚季风演变及与之密切相关的季风系统可能驱动因子,对季风系统及其影响因子的非线性统计动力学反演模型及模型参数进行优化,定量评估各驱动因子对东亚季风演化的相对贡献,为探讨东亚季风的驱动机制提供参考。

2 方法与数据

2.1 非线性动力学反演模型

设非线性系统动力方程为

$$\frac{dx_j(t)}{dt} = f_j[t, x_1(t_i), x_2(t_i), \dots, x_n(t_i)]$$

$$j = 1, 2, \dots, n; i = 2, 3, \dots, m \quad (1)$$

式中, n 为状态变量个数, $f_j[t, x_1(t_i), x_2(t_i), \dots, x_n(t_i)]$ 为 $t, x_1(t_i), x_2(t_i), \dots, x_n(t_i)$ 的一般非线性函数。系列数据 $x_1(t_1), x_2(t_1), \dots, x_n(t_1); x_1(t_2), x_2(t_2), \dots, x_n(t_2); \dots, x_1(t_m), x_2(t_m), \dots, x_n(t_m)$ 为 t_m 时刻观测数据序列,可作为方程(1)的 m 个解。利用 m 可将式(1)近似为

$$\frac{x_j(t_i) - x_j(t_{i-1})}{t_i - t_{i-1}} =$$

$$f_j[x_1(t_{i-1}), x_2(t_{i-1}), \dots, x_n(t_{i-1})]$$

$$j = 1, 2, \dots, n; i = 2, 3, \dots, m \quad (2)$$

若 $f_j[t, x_1(t), x_2(t), \dots, x_n(t)]$ 为一非线性多项式,即

$$f_j[t, x_1(t), x_2(t), \dots, x_n(t)] =$$

$$\sum_{k=1}^q b_{k,j} g_k[x_1(t), x_2(t), \dots, x_n(t)]$$

$$j = 1, 2, \dots, n; k = 1, 2, \dots, q \quad (3)$$

式中, $b_{k,j}$ 为 $g_k[x_1(t), x_2(t), \dots, x_n(t)]$ 的系数, $g_k[x_1(t), x_2(t), \dots, x_n(t)]$ 为方程右边的单项式。则式(2)可以写成矩阵形式

$$\mathbf{D} = \mathbf{BQ} \quad (4)$$

式中,

$$\mathbf{B} = \begin{bmatrix} b_{11} & b_{12} & \dots & b_{1,n} \\ b_{21} & b_{22} & \dots & b_{2,n} \\ \dots & \dots & \dots & \dots \\ b_{q,1} & b_{q,2} & \dots & b_{q,n} \end{bmatrix}$$

$$\mathbf{Q} = \begin{bmatrix} Q_{11} & Q_{12} & \dots & Q_{1,q} \\ Q_{21} & Q_{22} & \dots & Q_{2,q} \\ \dots & \dots & \dots & \dots \\ Q_{m-1,1} & Q_{m-1,2} & \dots & Q_{m-1,q} \end{bmatrix}$$

$$\mathbf{D} = \begin{bmatrix} d_{11} & d_{12} & \dots & d_{1,n} \\ d_{21} & d_{22} & \dots & d_{2,n} \\ \dots & \dots & \dots & \dots \\ d_{m-1,1} & d_{m-1,2} & \dots & d_{m-1,n} \end{bmatrix}$$

式中, $b_{k,j}$ 为式(3)右边的第 k 项系数; $Q_{i-1,k}$ 为式(3)中 g_k 项在 t_{i-1} 时的值; $d_{i-1,j}$ 为 $\frac{dx_j}{dt}$ 在 t_{i-1} 时刻用式(2)得到的近似; \mathbf{B} 为线性的未知量,可用矩阵的最小二乘估计和反演理论来求解矩阵 \mathbf{B} (林振山等,1995;罗虎明等,2013)。得到系数 \mathbf{B} 后再进一步分析 f_j 中各项的相对贡献率 W_{kj}

$$W_{kj} = \frac{1}{m} \sum_{i=1}^m \frac{C_k^2}{\sum_{k=1}^q C_k^2} \quad (5)$$

式中, $C_k = b_{k,j} g_k$, m 为资料序列长度。

根据各项相对贡献率大小剔除对系统演变作用极小的项,最后得到所需的反演方程或方程组。若要提高简化程度,可在第1次精炼的基础上再反演1次。

统计动力反演建模过程不仅撇弃了复杂物理多要素的筛选,而且也不需要有关动力方程形式的人为选定,所以建立起来的统计动力模型几乎没有主观因素;其次,可以揭示与系统演化有关的动力因子(系数为正)和反馈调节因子(系数为负),以及它们对系统演化相对贡献率的大小,使得量化分析其对季风系统演化作用相对大小成为可能,为探索季风动力机制提供了新思路;同时可以进行季风系统演化趋势预测(罗虎明等,2013;李玉霞等,2015)。

2.2 数据

洞穴石笋氧同位素被认为是指示过去气候变化,尤其降水和气温变化的重要地球化学参数(Wang, et al, 2008)。加上洞穴石笋的高分辨率和

准确年代,石笋氧同位素已成为亚洲季风多尺度变化的重要指示器(Wang, et al, 2008)。因此,中外学者认为石笋 $\delta^{18}\text{O}$ 值大小可以反映季风变化的强弱,即石笋 $\delta^{18}\text{O}$ 值负偏(越小)表明季风强度增强,降水增多;石笋 $\delta^{18}\text{O}$ 值正偏(越大)表明季风强度减弱,降水减少(Wang, et al, 2008; Fleitmann, et al, 2003)。湖北和尚洞($30^{\circ}26'49''\text{N}$, $110^{\circ}25'12''\text{E}$)地处长江流域典型亚热带季风气候区,其洞中石笋 $\delta^{18}\text{O}$ 数据可选作为东亚季风代用指标。受数据资料限制及文中需要,选取了12种季风驱动因子代用数据(表1)参与东亚季风反演,定量分析其驱动机制。数据系列年代统一选取公元893—1955年。表1内所列代用资料数据时间分辨率比较高,凡时间分辨率不足1年的均通过三次样条函数以1a步长插值到893—1955年,并对插值后的系列数据质量进行检验和标准化处理来减少数据的误差,确保数据的可靠性。

表1 东亚季风驱动因子及其代用指标

Table 1 Proxy indexes of the East-Asian monsoon driving factors

驱动类型	驱动因子	代用数据	代码	分辨率(a)
	石笋 $\delta^{18}\text{O}$	和尚洞石笋 $\delta^{18}\text{O}$ (Hu, et al, 2008)	M	1—3
海-陆	热带西太平洋海表温度	Tropical southwest Pacific SST(Oppo, et al, 2009)	T_1	2—10
热力差异	副热带太平洋海表温度	Hawaiian Gold Coral $\delta^{15}\text{N}$ (Sherwood, et al, 2014)	T_2	10
	北半球高纬度陆地地表温度	Avam-Taimyr Tree ring in Arctic(Briffa, et al, 2008)	G	1
太阳辐射	太阳辐射变化	Total solar irradiance reconstruction(Usoskin, et al, 2014)	S	5
大气环流	ENSO事件	ENSO(Pacific Ocean)(Yan, et al, 2011)	E_s	1
	北极冰盖温度	GISP2 Ice Core TR(Kobashi, et al, 2011)	T_a	1
	CO_2 浓度含量	Law Dome Ice Core CO_2 (Meure, et al, 2006)	C_o	1
温室气体	CH_4 浓度含量	Law Dome Ice Core CH_4 (Meure, et al, 2006)	C_h	1
	N_2O 浓度含量	Law Dome Ice Core N_2O (Meure, et al, 2006)	N_o	1
青藏高原	青藏高原动力热力	青藏高原普若岗日冰芯 $\delta^{18}\text{O}$ (Thompson, et al, 2006)	Q	5
气溶胶	硫酸盐气溶胶总浓度含 Volcanic sulfate ppb	GISP2 Ice Core Volcanic markers(Zielinski, et al, 1997)	V_s	1—3

3 东亚季风统计动力学模型及驱动机制分析

设东亚季风变化及其驱动因子的统计动力反演模型为

$$\begin{aligned} \frac{dM}{dt} = & a_1 M + a_2 S + a_3 T_1 + a_4 T_2 + a_5 G + a_6 E_s + \\ & a_7 C_o + a_8 C_h + a_9 N_o + a_{10} Q + a_{11} T_a + \\ & a_{12} V_s + a_{13} M^2 + a_{14} S^2 + a_{15} T_1^2 + \\ & a_{16} T_2^2 + a_{17} G^2 + a_{18} E_s^2 + a_{19} C_o^2 + \\ & a_{20} C_h^2 + a_{21} N_o^2 + a_{22} Q^2 + a_{23} T_a^2 + \end{aligned}$$

$$\begin{aligned} & a_{24} V_s^2 + M(a_{25} S + a_{26} T_1 + a_{27} T_2 + a_{28} G + \\ & a_{29} E_s + a_{30} C_o + a_{31} C_h + a_{32} N_o + \\ & a_{33} Q + a_{34} T_a + a_{35} V_s) + S(a_{36} T_1 + a_{37} T_2 + \\ & a_{38} G + a_{39} E_s + a_{40} C_o + a_{41} C_h + a_{42} N_o + \\ & a_{43} Q + a_{44} T_a + a_{45} V_s) + T_1(a_{46} T_2 + a_{47} G + \\ & a_{48} E_s + a_{49} C_o + a_{50} C_h + a_{51} N_o + a_{52} Q + \\ & a_{53} T_a + a_{54} V_s) + T_2(a_{55} G + a_{56} E_s + a_{57} C_o + \\ & a_{58} C_h + a_{59} N_o + a_{60} Q + a_{61} T_a + a_{62} V_s) + \\ & G(a_{63} E_s + a_{64} C_o + a_{65} C_h + a_{66} N_o + a_{67} Q + \\ & a_{68} T_a + a_{69} V_s) + E_s(a_{70} C_o + a_{71} C_h + \end{aligned}$$

$$a_{72}N_o + a_{73}Q + a_{74}T_a + a_{75}V_s) + C_o(a_{76}C_h + a_{77}N_o + a_{78}Q + a_{79}T_a + a_{80}V_s) + C_h(a_{81}N_o + a_{82}Q + a_{83}T_a + a_{84}V_s) + N_o(a_{85}Q + a_{86}T_a + a_{87}V_s) + Q(a_{88}T_a + a_{89}V_s) + a_{90}T_aV_s \quad (6)$$

式中, dM/dt 为 t 时刻东亚季风的强度, a_1, a_2, \dots, a_{90} 为未知系数, M, S, \dots, V_s 为表 1 中各驱动因子。三阶项及以上幂次项对季风系统贡献影响很小, 故式(6)只取到二阶项。从动力学角度, 右侧多项式代表驱动因子影响季风演变的累积叠加效应, 其中每一种驱动因子都相互独立, 代表其对区域尺度季风系统演化的强迫。交叉项代表驱动因子之间相互作用对季风的耦合效应。系数为正, 表示起驱动作用; 系数为负, 则起反馈调制作用。

利用表 1 中的数据系列 (t_i 为 893—1955 年时段), 通过反演模型式(6)得到各项系数值及对应项的相对贡献率(表 2)。再取公元 893 年的和尚洞石笋 $\delta^{18}\text{O}$ 数值作为初值, 步长为 1 a, 用四阶 Runge-Kutta 定步长算法计算出式(6)的数值解(李荣华等, 1996)。模型反演结果与实际值对比效果较好(图 1), 两者相关系数为 0.8245。如果分别用表 1 数据系列中的各单项驱动因子通过模型与和尚洞石笋数据模拟, 反演结果与实际值对比有明显的差异(图 2)。说明季风并非受单个驱动因子控制, 而是多因子共同影响下的复杂系统。

表 2 中的数值为式(6)右边的 90 个多项式系数

反演值及其对应项的相对贡献率。表中系数为正的项是驱动项, 对季风变化起驱动作用; 反之, 系数为负的项, 对季风变化起反馈调制作用。其中, 12 个一次线性项累积相对贡献率为 30.2%, 12 个平方项累积相对贡献率为 13.6%, 其余的 66 个交叉项累积相对贡献率为 56.2%。二次非线性项(平方项和交叉项)合计相对贡献率为 69.8%, 比一次线性项贡献率大, 说明东亚季风系统是一个复杂的非线性系统。单因子一次项、平方项合计相对贡献率为 43.8%, 其对季风的驱动和反馈调节作用小于交叉项(相对贡献率 56.2%)对季风所起的耦合效应。

在单因子项中, 和尚洞石笋 $\delta^{18}\text{O}$ 代表东亚季风背景和季风强弱变化, 线性项系数为负, 相对贡献率达 18.4%; 平方项系数也为负, 相对贡献率为 1.1%; 两项合计相对贡献率为 19.5%, 对东亚季风演化贡献最大, 起调节平衡作用。这可能与该研究区处于亚欧大陆东部地理位置有关, 由于海-陆不同的升温率, 致使与东部的副热带太平洋之间形成海-陆热力差异, 陆地对季风形成起到“吸引力”作用, “拉动”夏季风气流从海洋流向陆地。同时也表明在季风演化过程中, 东亚季风强度具有一定时段的连续性、周期性, 有时甚至会出现连续多年旱涝现象。已有研究(周秀骥等, 2011)认为东亚夏季风具有年代一百年尺度周期变化、连续多年偏强(偏弱)和连续多年“南涝/北旱”现象。

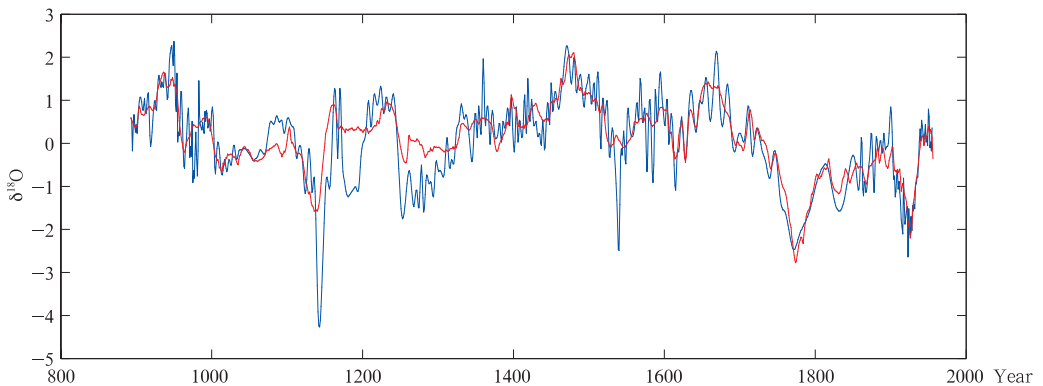


图 1 基于模型式(6)系数计算的中国湖北和尚洞石笋 $\delta^{18}\text{O}$ 的反演值(红色)与实际值(蓝色)

Fig. 1 Comparison between retrieved values (red) and real values (blue) of the stalagmite $\delta^{18}\text{O}$ in Heshang Cave of Hubei,

China after the coefficients were obtained according to the retrieval model (6)

表2 统计动力反演模型式(6)的反演结果

Table 2 Retrieval results of the statistical-dynamical model (6)

系数	a ₁	a ₂	a ₃	a ₄	a ₅	a ₆	a ₇
系数反演值	-0.168240	-0.052083	0.013303	0.072474	0.000450	-0.027443	-0.071501
相对贡献率	0.183657	0.029471	0.001906	0.046722	0.000002	0.008824	0.006263
系数	a ₈	a ₉	a ₁₀	a ₁₁	a ₁₂	a ₁₃	a ₁₄
系数反演值	0.005254	0.013907	0.044412	0.020401	-0.028007	-0.030632	-0.011471
相对贡献率	0.000052	0.000550	0.017062	0.003680	0.004199	0.011363	0.002813
系数	a ₁₅	a ₁₆	a ₁₇	a ₁₈	a ₁₉	a ₂₀	a ₂₁
系数反演值	0.018430	0.010519	0.009802	0.013885	-0.0343240	0.147751	-0.047993
相对贡献率	0.007479	0.002131	0.002388	0.004459	0.083549	0.015827	0.003761
系数	a ₂₂	a ₂₃	a ₂₄	a ₂₅	a ₂₆	a ₂₇	a ₂₈
系数反演值	-0.008708	-0.007818	-0.000958	-0.007228	0.005566	0.040318	-0.010240
相对贡献率	0.001327	0.001082	0.000060	0.000366	0.000192	0.007395	0.000552
系数	a ₂₉	a ₃₀	a ₃₁	a ₃₂	a ₃₃	a ₃₄	a ₃₅
系数反演值	-0.024487	0.045063	-0.148214	0.051176	-0.006859	0.004205	0.011013
相对贡献率	0.003710	0.001752	0.021167	0.004029	0.000218	0.000115	0.000448
系数	a ₃₆	a ₃₇	a ₃₈	a ₃₉	a ₄₀	a ₄₁	a ₄₂
系数反演值	-0.002125	0.016257	0.011349	-0.056759	-0.082094	-0.114950	0.164226
相对贡献率	0.000036	0.002106	0.001115	0.028521	0.006399	0.016727	0.054253
系数	a ₄₃	a ₄₄	a ₄₅	a ₄₆	a ₄₇	a ₄₈	a ₄₉
系数反演值	0.028275	0.023119	-0.024880	0.043567	-0.010908	0.025171	0.035928
相对贡献率	0.006048	0.003604	0.002821	0.010057	0.001019	0.007974	0.001606
系数	a ₅₀	a ₅₁	a ₅₂	a ₅₃	a ₅₄	a ₅₅	a ₅₆
系数反演值	-0.062691	0.061626	0.032078	-0.019599	-0.028344	-0.006626	0.057976
相对贡献率	0.006285	0.009128	0.008211	0.002813	0.003611	0.000303	0.016587
系数	a ₅₇	a ₅₈	a ₅₉	a ₆₀	a ₆₁	a ₆₂	a ₆₃
系数反演值	0.093086	-0.009194	-0.006497	0.006629	-0.017457	-0.003935	-0.008998
相对贡献率	0.007872	0.000134	0.000103	0.000333	0.001835	0.000053	0.000695
系数	a ₆₄	a ₆₅	a ₆₆	a ₆₇	a ₆₈	a ₆₉	a ₇₀
系数反演值	0.075101	-0.081349	0.005028	0.002648	-0.039132	0.008271	-0.167598
相对贡献率	0.005961	0.011317	0.000067	0.000065	0.011983	0.000321	0.038992
系数	a ₇₁	a ₇₂	a ₇₃	a ₇₄	a ₇₅	a ₇₆	a ₇₇
系数反演值	-0.013656	0.008088	0.049027	0.011329	-0.039898	0.227637	0.402471
相对贡献率	0.000250	0.000134	0.015114	0.000947	0.008774	0.021689	0.086526
系数	a ₇₈	a ₇₉	a ₈₀	a ₈₁	a ₈₂	a ₈₃	a ₈₄
系数反演值	-0.010898	0.055305	0.017923	-0.371050	0.062108	0.022451	-0.098467
相对贡献率	0.000132	0.004057	0.000167	0.082557	0.005222	0.000799	0.007509
系数	a ₈₅	a ₈₆	a ₈₇	a ₈₈	a ₈₉	a ₉₀	
系数反演值	-0.050493	-0.021308	0.039733	0.021509	0.004947	-0.044692	
相对贡献率	0.006276	0.001088	0.001681	0.003969	0.000091	0.005493	

注:相对贡献率量级小于0.001作为剔除条件,即根据式(5) $W=0.001$ 作为多项式筛选条件,表中黑体字为保留项。

热带西太平洋暖池(3°53'S,119°27'E)海表温度一次项和平方项系数均为正。以夏威夷珊瑚(23°73'S,166°15'W)为代表的副热带太平洋海表温度一次项和平方项系数也均为正。它们均对东亚季风起驱动作用,即“推动”夏季风从海洋流向陆地。其中,前者一次项相对贡献率仅为0.19%,平方项相对贡献率0.75%,两项累积为0.94%;后者一次项相对贡献率为4.67%,平方项相对贡献率0.21%,两项累积为4.88%。这说明热带西太平洋

暖池(文中数据来源 Indo-Pacific warm pool,地理位置3°53'S,119°27'E)通过海-气相互作用对东亚季风形成与变化有一定影响,但并非东亚季风变化的主要驱动因子。相比而言,副热带太平洋海表温度对东亚季风的驱动贡献(4.88%)明显大于热带西太平洋暖池的驱动贡献(0.94%),说明它们通过海-气相互作用对东亚季风形成与变化的影响,副热带太平洋海温明显大于热带西太平洋暖池,是东亚季风变化的主要驱动因子,即驱动东亚盛行夏季风的源

地并非主要在热带西太平洋海区,而在副热带太平洋海区。已有研究也认为副热带西太平洋是东亚夏季季风形成的主要源地。暖池热状态主要通过影响沃克环流和副高环流对东亚夏季风的季节内、季节和年际变化产生重要作用(王凡等,2012)。

北半球高纬度树轮(数据来源 Avam-Taimyr Tree ring(72°N,101°E),位于北半球高纬度陆地俄罗斯境内)的一次项和平方项系数均为正,起驱动作用;两项累积相对贡献率仅为 0.239%,反映高纬度陆表温度对东亚夏季风影响较小。已有研究(李春

等,2003)表明,冬季北半球高纬度地区(西伯利亚)气候寒冷,形成冷高压(西伯利亚高压),寒冷的冬季风南下,势力强大,影响范围广,中国广大地区包括长江流域和华南地区都在冬季风的控制之下,夏季北退且势力弱,与长江流域夏季降水关系不大,但与华北夏季降水在年代际尺度上关系密切。Avam-Taimyr 树轮代表的高纬度陆表温度项相对贡献率较小,说明和尚洞石笋氧同位素数据指代的是以夏季风为主的东亚季风,这与已有研究认为石笋 $\delta^{18}\text{O}$ 主要指代夏季风是一致的(Wang, et al,2008)。

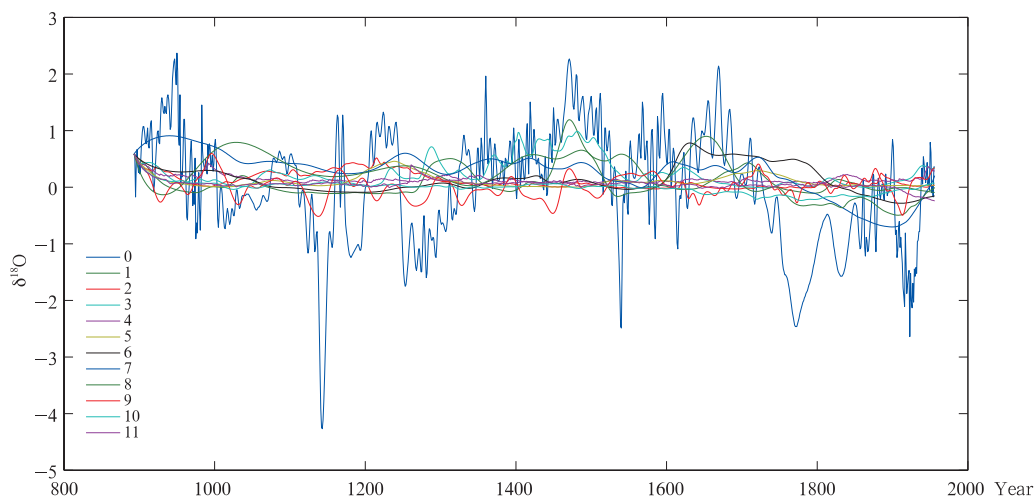


图2 各驱动单因子分别参与湖北和尚洞石笋 $\delta^{18}\text{O}$ 反演得到的模拟值与实际值对比

(0:和尚洞石笋 $\delta^{18}\text{O}$ 实际趋势,1:太阳辐射变化因子模拟,

2:热带西太平洋海表温度因子模拟,3:副热带太平洋海表温度(夏威夷珊瑚)模拟,

4:北半球高纬度陆地地表温度(树轮)因子模拟,5:ENSO 因子模拟,

6:CO₂ 浓度因子模拟,7:CH₄ 浓度因子模拟,8:N₂O 浓度因子模拟,

9:高原热力(西藏普若岗日冰芯)因子模拟,10:北极冰盖温度

(GISP2 Ice Core TR)因子模拟,11:硫酸盐气溶胶(含 Volcanic sulfate)因子模拟)

Fig. 2 Simulated values of the $\delta^{18}\text{O}$ of stalagmite in Heshang Cave of Hubei after the coefficients were obtained based on the single factor inverting equation

(0: the actual trend of stalagmite $\delta^{18}\text{O}$ in Heshang Cave, and the simulated factors of

1: total solar irradiance, 2: tropical southwestern Pacific SST, 3: subtropical Pacific SST

(Hawaiian Gold Coral d15N), 4: N. H high latitudes land ST (Avam-Taimyr Tree ring in Arctic),

5: ENSO, 6: CO₂ (ppm), 7: CH₄ (ppb), 8: N₂O (ppb), 9: the Tibetan Plateau thermal

Puruogangri ice, 10: GISP2 Ice Core TR, 11: sulfate aerosol (including Volcanic sulfate))

青藏高原普若岗日冰芯 $\delta^{18}\text{O}$ 的一次项系数为正,相对贡献率 1.71%,驱动作用为主;平方项系数为负,相对贡献率累积为 0.13%,调制作用为辅;两者的贡献率合计为 1.84%,说明东亚季风对高原隆升的非线性响应关系,青藏高原和雪盖动力热力作

用使东亚季风增强,对东亚季风变化有推波助澜作用。高原雪盖年际变率影响高原热力强度,隆起的高原地面夏季成为热源,冬季又成为冷源,其形成的高原季风环流方向与东亚季风环流方向一致,两者叠加累积效应,致使东亚季风气候季节性差异增大。

与已有研究(王勇等,2006)认为青藏高原的隆起和高原雪盖强化了东亚季风系统,扩大了其影响范围的结论类似。

太阳辐射变化一次项和平方项系数均为负数,累积相对贡献率为 3.23%,对东亚季风调节作用贡献比较大。其实太阳辐射变化对季风的调节作用主要是通过下垫面来进行的。太阳短波辐射到达地表,被下垫面吸收后,再发射长波辐射加热大气,由于下垫面海-陆性质与热容量均不同,导致海-陆热力差异,进而改变大气环流,影响东亚季风变化,所以太阳辐射对东亚季风的影响应属于间接调节作用。

ENSO 的一次项系数为负,对东亚季风起调制作用,相对贡献率为 0.88%;平方项系数为正,起驱动作用,相对贡献率为 0.45%;两项累积相对贡献率为 1.33%。ENSO 通过大气环流对东亚季风变化与异常起非线性驱动与调制作用。与众多学者(赵侃等,2015;宗海锋等,2008)研究认为的 ENSO 事件与东亚季风变化、异常存在着周期相吻合和彼此相互影响作用一致。

温室气体项中,CO₂ 的一次项和平方项系数均为负,起负反馈调制作用,两项累积相对贡献率为 8.98%,并非简单线性关系(图 3a)。南极冰芯 CO₂ 体积分数为 (278.9—313.5) × 10⁻⁶,一次项与平方

项之和(-0.071501C₀-0.34324C₀²) 在 893—1955 年时段内随着 CO₂ 体积分数增加而单调递减,即石笋 δ¹⁸O 数据会变小,说明 CO₂ 体积分数增大,驱使东亚季风强度增强;反之,CO₂ 体积分数减小,石笋 δ¹⁸O 数据会变大,驱使东亚季风强度减弱。20 世纪全球人类活动加剧,CO₂ 排放量增加,全球气候变暖主要受温室气体的调制,此时中国 20 世纪气候也属于相对温暖期,在研究时段内(893—1955 年)驱使季风气候增强。

CH₄ 的一次项和平方项系数均为正,起驱动作用,两项累积相对贡献率为 1.59%(图 3b)。南极冰芯 CH₄ 体积分数为 (648.3—1150.1) × 10⁻⁹,一次项与平方项之和(0.005254C_h+0.147751C_h²) 在 893—1955 年时段内随着 CH₄ 体积分数增加而单调递增,即石笋 δ¹⁸O 值变大,说明 CH₄ 体积分数增大,驱使东亚季风强度减弱。

N₂O 体积分数一次项系数为正,起驱动作用,相对贡献率为 0.055%;非线性平方项系数为负,相对贡献率为 0.376%,起调节作用(图 3c)。南极冰芯 N₂O 体积分数为 (271.9—289.6) × 10⁻⁹,一次项与平方项之和(0.013907N₀-0.047993N₀²) 在 893—1955 年时段内随着 N₂O 体积分数增大而单调递减,即石笋 δ¹⁸O 值变小;说明 N₂O 体积分数增大,驱使东亚季风强度增强。

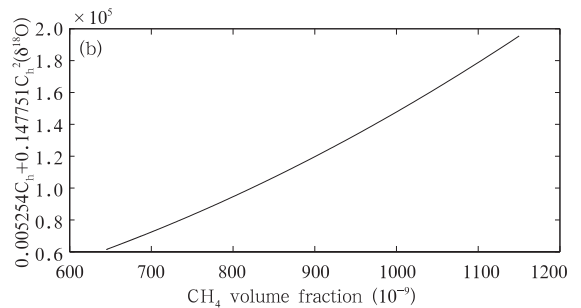
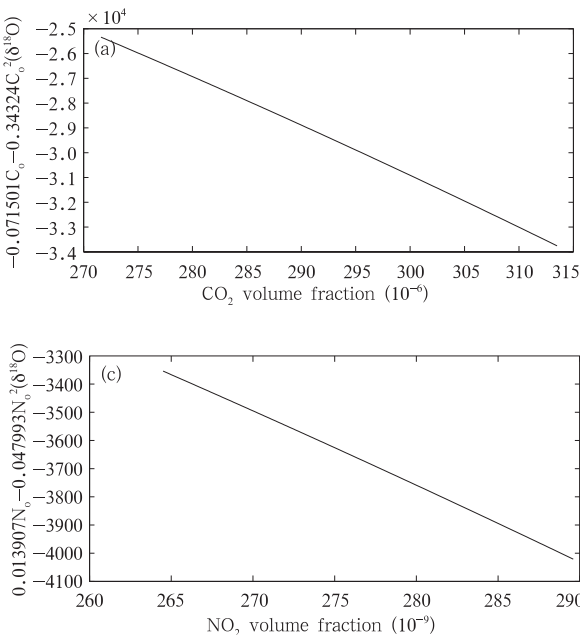


图 3 影响因子线性项与平方项的和

在其阈值范围内的单调性

(a. CO₂, b. CH₄, c. N₂O)

Fig. 3 The monotonicity of the sum of the influential factor's linear term and quadratic term within threshold

(a. CO₂, b. CH₄, c. N₂O)

北极冰盖温度一次项系数均为正,起驱动作用,相对贡献率为 0.368%;非线性平方项系数为负,相对贡献率为 0.1082%,起调节作用。北极冰盖温度冷暖变化主要是通过行星风系季节移动和大气环流对东亚季风起驱动和调节作用的;即通过行星风系季节移动和大气环流运动驱使北太平洋副热带高压带位置偏南、偏北来回季节移动,从而造成东亚季风强弱的变化,尤其是对长江流域降雨强度的影响。

硫酸盐气溶胶浓度(含火山活动 Volcanic sulfate)一次项和非线性平方项系数均为负,起负反馈调节作用,导致东亚陆地地表负的加热项,其直接和间接辐射效应是减少到达地面太阳辐射,引起地表降温,造成海-陆热力差异减小,进而导致东亚夏季风减弱。两项累积相对贡献率为 0.43%,对东亚季风变化有一定影响。已有研究(IPCC,2007)认为硫酸盐气溶胶属于散射型气溶胶,具有吸收和散射太阳辐射特性,可减少到达地表的太阳辐射,形成冷却效应。

在系数为正的非线性交叉项中,相对贡献率比较大的是 CO_2 与 N_2O 交叉项(8.65%),其次是太阳辐射与 N_2O 交叉项(5.43%)、 CO_2 与 CH_4 交叉项(2.17%)、副热带太平洋海表温度(珊瑚)与 ENSO 交叉项(1.66%)、ENSO 与青藏高原普若岗日冰芯 $\delta^{18}\text{O}$ 交叉项(1.51%)、热带西太平洋暖池海表温度与副热带太平洋珊瑚(代海表温度)交叉项(1.01%)。它们对东亚季风都起到了驱动作用,尤其是与温室气体有关的 CO_2 与 N_2O 交叉项、太阳辐射与 N_2O 交叉项、 CO_2 与 CH_4 交叉项驱动作用较大。其次,相对贡献率在 0.1%—1% 的交叉项有 23 项;其余 12 个正的交叉项相对贡献率都小于 0.1%。比如,副热带太平洋海温年代际振荡会影响 ENSO,通过与 ENSO 变化有关的海-气耦合作用驱动东亚季风变化。热带西太平洋暖池冷暖变化,会引起西太平洋副热带高压偏南、偏北移动。

在系数为负的非线性交叉项中,相对贡献率比较大的是 CH_4 与 N_2O 交叉项(8.26%),其次是太阳辐射与 ENSO 交叉项(2.85%)、石笋与 CH_4 交叉项(2.12%)、太阳辐射与 CH_4 交叉项(1.67%),北半球高纬度地区树轮与北极冰盖温度的交叉项(1.2%),北半球高纬度地区树轮与 CH_4 交叉项(1.13%)。它们对东亚季风均起到了调节作用,尤其 CH_4 与 N_2O 交叉项调节作用较大。其次,相对

贡献率介于 0.1%—1% 的交叉项有 20 项;其余 11 个负的交叉项相对贡献率都小于 0.1%。比如通过调节沃克环流和北太平洋副热带高压的位置,太阳辐射强弱变化可能调制 ENSO 与东亚季风的关系(王勇等,2006)。

在得到的模型式(6)右边 90 项中,贡献率大于 1% 的 20 项累积相对贡献率为 80.3%,说明这 20 项是东亚季风变化的主要驱动因子和调节因子。此外,还有许多项相对贡献率量级极小。以相对贡献率量级小于 0.001 作为剔除条件,即根据式(5) $W = 0.001$ 作为多项式筛选条件,剔除模型式(6)中相对贡献率量级极小的 27 项,剩余的 63 项累积相对贡献率为 99.28%。模型式(6)可以重新优化为

$$\begin{aligned} \frac{dM}{dt} = & a_1 M + a_2 S + a_3 T_1 + a_4 T_2 + a_6 E_s + a_7 C_o + \\ & a_{10} Q + a_{11} T_a + a_{12} V_s + a_{13} M^2 + a_{14} S^2 + a_{15} T_1^2 + \\ & a_{16} T_2^2 + a_{17} G^2 + a_{18} E_s^2 + a_{19} C_o^2 + a_{20} C_h^2 + \\ & a_{21} N_o^2 + a_{22} Q^2 + a_{23} T_a^2 + M(a_{27} T_2 + a_{29} E_s + \\ & a_{30} C_o + a_{31} C_h + a_{32} N_o) + S(a_{37} T_2 + a_{38} G + a_{39} E_s + \\ & a_{40} C_o + a_{41} C_h + a_{42} N_o + a_{43} Q + a_{44} T_a + a_{45} V_s) + \\ & T_1(a_{46} T_2 + a_{47} G + a_{48} E_s + a_{49} C_o + a_{50} C_h + a_{51} N_o + \\ & a_{52} Q + a_{53} T_a + a_{54} V_s) + T_2(a_{56} E_s + a_{57} C_o + \\ & a_{61} T_a) + G(a_{64} C_o + a_{65} C_h + a_{68} T_a) + E_s(a_{70} C_o + \\ & a_{73} Q + a_{75} V_s) + C_o(a_{76} C_h + a_{77} N_o + a_{79} T_a) + \\ & C_h(a_{81} N_o + a_{82} Q + a_{84} V_s) + N_o(a_{85} Q + a_{86} T_a + \\ & a_{87} V_s) + a_{88} Q T_a + a_{90} T_a V_s \quad (7) \end{aligned}$$

模型式(7)用原数据按上面步骤重新反演,并计算出式(7)数值解。从反演结果与实际值对比(图4)可以看出,拟合效果比较好,相关系数为 0.8219。与模型式(6)反演效果及相关系数相比较,相差很小,说明被剔除掉的 27 项对季风变化的影响极小,优化后的模型式(7)可以作为东亚季风变化的统计动力方程,可以较好地反映过去千年东亚季风变化的驱动机制。为此,还可以将模型式(7)进一步写成二次动力学方程

$$\frac{dM}{dt} = A_0 + A_1 M + A_2 M^2 \quad (8)$$

式中, $A_0 = a_2 S + a_3 T_1 + a_4 T_2 + a_6 E_s + a_7 C_o + a_{10} Q + a_{11} T_s + a_{12} V_s + a_{14} S^2 + a_{15} T_1^2 + a_{16} T_2^2 + a_{17} G^2 + a_{18} E_s^2 + a_{19} C_o^2 + a_{20} C_h^2 + a_{21} N_o^2 + a_{22} Q^2 + a_{23} T_s^2 + S(a_{37} T_2 + a_{38} G + a_{39} E_s + a_{40} C_o + a_{41} C_h + a_{42} N_o + a_{43} Q + a_{44} T_s + a_{45} V_s) + T_1(a_{46} T_2 + a_{47} G + a_{48} E_s +$

$$a_{49}C_o + a_{50}C_h + a_{51}N_o + a_{52}Q + a_{53}T_s + a_{54}V_s) + T_2(a_{56}E_s + a_{57}C_o + a_{61}T_s) + G(a_{64}C_o + a_{65}C_h + a_{68}T_s) + E_s(a_{70}C_o + a_{73}Q + a_{75}V_s) + C_o(a_{76}C_h + a_{77}N_o + a_{79}T_s) + C_h(a_{81}N_o + a_{82}Q + a_{84}V_s) +$$

$$N_o(a_{85}Q + a_{86}T_s + a_{87}V_s) + a_{88}QT_s + a_{90}T_sV_s$$

$$A_1 = a_1 + a_{27}T_2 + a_{29}E_s + a_{30}C_o + a_{31}C_h + a_{32}N_o$$

$$A_2 = a_{13}$$

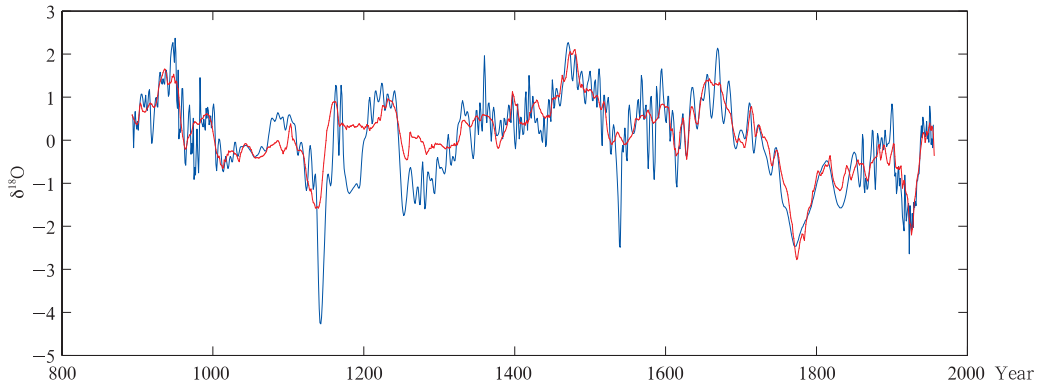


图4 模型(7)反演得到系数后,中国湖北和尚洞石笋 $\delta^{18}\text{O}$ 的反演值(红色)与实际值(蓝色)

Fig. 4 Comparison between retrieved values (red) and real values (blue) of the stalagmite $\delta^{18}\text{O}$ in Heshang Cave, China after the coefficients were obtained from the retrieval equation (7)

4 讨论与结论

选取可能影响东亚季风变化的12种驱动因子作为变量,利用非线性统计动力反演方法的优势,建立东亚季风的驱动方程,探讨12种影响因子对季风变化的贡献和影响,经定量研究表明,东亚季风变化驱动机制不是单因子或多因子的简单线性驱动,而是多因子相互作用的非线性驱动,所以东亚季风系统是一个非常复杂的多因子通过反馈机制相互作用影响,且具有耦合效应的非线性动力系统。在这个系统中,某一因子的扰动变化都可能会引起连锁的非线性响应、进而影响到整个季风系统;此外,不同因子作用于季风系统不同组成部分,在不同时间尺度上通过反馈耦合机制对季风系统起作用。

从反演的驱动机制中,代表东亚季风背景、季风强度和地理位置因素和尚洞石笋 $\delta^{18}\text{O}$ 项对东亚季风的演化贡献最大,而代表北半球高纬度陆地地表温度信号的 Avam-Taimyr 树轮项对东亚季风影响贡献较小,以及副热带太平洋和热带西太平洋在东亚季风演变中的贡献较大,推论和尚洞石笋 $\delta^{18}\text{O}$ 数据所反映的主要是夏季风信号,冬季风信息成分占比很小。

温室气体(CO_2 、 CH_4 、 N_2O),尤其是20世纪人类活动加剧,浓度增大加快,对东亚季风影响比较大,但稍有差别。 CO_2 体积分数和 N_2O 体积分数值增大(与之相关的所有项累积相对贡献率分别达17.41%和24.74%),驱使东亚季风强度增强(893—1955年)。而 CH_4 体积分数值增加(与之相关的所有项累积贡献率为17.6%),却驱使东亚季风强度减弱(893—1955年)。可见温室气体与季风并非简单线性关系。现在研究者普遍认为近几十年来全球变暖,而季风却出现减弱现象;文中受各因子数据时段限制,研究时段仅仅到1955年,因之后时段的数据有些因子缺失而无法给予验证。

太阳辐射单因子一、二次项累积相对贡献3.23%,与之有关的交叉项相对贡献率累计为11.92%,两者总共为15.15%,系数项正、负均有,说明太阳辐射通过地球系统内各种因素对东亚季风变化的间接驱动和调节作用还是比较大的。

如仅从单因子一次项和平方项之和,副热带太平洋海表温度(相对贡献率4.88%)对东亚季风驱动作用明显大于热带西太平洋暖池海表温度(相对贡献率0.94%);但热带西太平洋暖池海表温度单因子项和与之有关的交叉项相对贡献率累计为

6.03%,而以夏威夷珊瑚代表的副热带太平洋海表温度单因子项和与之有关的交叉项相对贡献率累计为9.56%。它们对东亚季风都有一定驱动作用,由此综合推断驱动东亚夏季风的主因子为副热带太平洋海表温度,次因子是热带西太平洋暖池海表温度,即驱动东亚夏季风的主源地在副热带太平洋海区,其次为热带西太平洋暖池海区。热带西太平洋和副热带太平洋两项合计相对贡献率为15.59%,说明其在东亚季风演变中所起的作用比较大。由于缺少近千年分辨率比较高的副热带西太平洋海表温度数据参与统计动力学机制反演,主源地是否在副热带西太平洋海区,尚有待进一步验证。

与 ENSO 有关的交叉项累积相对贡献率为12.17%,与单因子项之和共计13.50%, ENSO 通过大气环流对东亚季风变化影响很明显,近年来的东亚气候异常现象也证明了与 ENSO 事件有关联。其中 ENSO 和海表温度(热带和副热带太平洋)交叉项累积相对贡献率2.46%, ENSO 和海表温度相互作用影响大气环流并与东亚季风变化形成耦合效应。

与普若岗日冰芯 $\delta^{18}\text{O}$ 代表的青藏高原雪盖动力热力因子有关的交叉项相对贡献率为4.57%,与单因子项相对贡献率总和为7.41%,使东亚季风系统对青藏高原隆升动力热力的反馈作用以及非线性响应变得较为复杂。青藏高原地形的动力和高原雪盖热力作用对东亚季风的非线性影响程度还有待于进一步的量化研究。

与北极冰盖温度有关的交叉项累积相对贡献率为3.67%,与单因子项之和共计4.15%,系数正负均有,主要是通过行星风系季节移动和大气环流运动驱使北半球气压带、风带南北季节移动,从而迫使北半球太平洋副热带高压带的位置季节徘徊移动,从而对东亚季风的强弱变化起驱动和调节作用。

与硫酸盐气溶胶(含 Volcanic sulfate)有关的交叉项累积相对贡献率为2.77%,与单因子项之和共计3.19%,对东亚季风起到一定减弱作用。硫酸盐气溶胶主要通过反射与散射太阳辐射冷却地球表面,减小海-陆热力差异,进而减弱东亚季风环流。

因所选取的各种驱动因子个数和数据来源地不同,不同类型驱动因子在反演东亚亚热带季风变化的过程中其相对贡献率大小会有所变化,但驱动因子之间的主次位序不会发生变化;比如仅就气溶胶

一项,本文仅选取硫酸盐气溶胶,其他重要气溶胶成分如硝酸盐、铵盐、黑炭和有机碳等气溶胶都还没有加入参与动力学机制反演。受资料限制有些代用数据如北半球高纬陆地地表温度使用 Avam-Taimyr Tree ring in Arctic,其代表性存在一些不足,但也能解释一些问题。此外,即使是同一种驱动因子,因源地不同,对东亚季风影响的大小也存在明显不同。本模型模拟出的各驱动因子对季风演变相对贡献率仅是研究时段的平均值,尽管本模型反演模拟走势与实际值比较吻合,图上模拟值也反映出各时段变化,由于受程序设计的限制,各时间尺度上尤其是季风演变突变点时段,各驱动因子的相对贡献都没有计算出来,这也是后续研究的重点之处。

参考文献

- 陈文, 顾雷, 魏科等. 2008. 东亚季风系统的动力过程和准定常行星波活动的研究进展. *大气科学*, 32(4): 950-966. Chen W, Gu L, Wei K, et al. 2008. Studies of the dynamic processes of East Asian monsoon system and the quasi-stationary planetary wave activities. *Chinese J Atmos Sci*, 32(4): 950-966 (in Chinese)
- 陈星, 于革, 刘健. 2002. 东亚中全新世的气候模拟及其温度变化机制探讨. *中国科学(D辑)*, 32(4): 335-345. Chen X, Yu G, Liu J. 2002. The climatic simulations and discussion of temperature changes of mid-Holocene over East Asian. *Sci China (Series D)*, 32(4): 335-345 (in Chinese)
- 丁一汇, 柳艳菊, 梁苏洁等. 2014. 东亚冬季风的年代际变化及其与全球气候变化的可能联系. *气象学报*, 72(5): 835-852. Ding Y H, Liu Y J, Liang S J, et al. 2014. Interdecadal variability of the East Asian winter monsoon and its possible links to global climate change. *Acta Meteor Sinica*, 72(5): 835-852 (in Chinese)
- 葛全胜, 华中, 郑景云等. 2015. 过去2000年全球典型暖期的形成机制及其影响. *科学通报*, 60(18): 1727-1734. Ge Q S, Hua Z, Zheng J Y, et al. 2015. Forcing and impacts of warm periods in the past 2000 years. *Chin Sci Bull*, 60(18): 1727-1734 (in Chinese)
- 洪梅, 陈希, 张韧等. 2015. 基于模糊系统的西太平洋副热带高压异常年份的影响因子检测分析和动力预报模型反演. *气象学报*, 73(2): 355-367. Hong M, Chen X, Zhang R, et al. 2015. Analysis of the impact factors of abnormal Western Pacific subtropical high years based on the fuzzy systems and the dynamical forecast model inversion. *Acta Meteor Sinica*, 73(2): 355-367 (in Chinese)
- 黄建平, 衣育红. 1991. 利用观测资料反演非线性动力模型. *中国科学(B辑)*, 21(3): 331-336. Huang J P, Yi Y H. 1991. Inversion of a nonlinear dynamical model from the observation.

- Sci China Chem, 34(10): 1246-1246
- 李春, 孙照渤. 2003. 中纬度阻塞高压指数与华北夏季降水的联系. 南京气象学院学报, 26(4): 458-464. Li C, Sun Z B. 2003. Association of mid-latitude blocking high Index with summer precipitation in North China. J Nanjing Inst Meteor, 26(4): 458-464 (in Chinese)
- 李荣华, 冯果忱. 1996. 微分方程的数值解法. 北京: 高等教育出版社, 54-62. Li R H, Feng G C. 1996. Numerical Analysis of Differential Equations. Beijing: Higher Education Press, 54-62 (in Chinese)
- 李玉霞, 林振山, 刘会玉. 2015. 基于动力反演方法的亚洲季风机制探讨. 地理科学, 35(1): 114-121. Li Y X, Lin Z S, Liu H Y. 2015. The exploring of the Asian monsoon driving mechanism based on dynamical inversion method. Sci Geogr Sinica, 35(1): 114-121 (in Chinese)
- 林振山, 史芳斌, 王辉. 1995. 天津局地气候的反演建模及其研究. 气象学报, 53(1): 115-121. Lin Z S, Shi F B, Wang H. 1995. The retrieved model of Tianjin local climate. Acta Meteor Sinica, 53(1): 115-121 (in Chinese)
- 罗虎明, 林振山, 李玉霞. 2013. 轨道尺度东亚夏季风的动力反演. 第四纪研究, 33(3): 603-609. Luo H M, Lin Z S, Li Y X. 2013. The dynamic inversion of orbital-scale East Asian summer monsoon. Quat Sci, 33(3): 603-609 (in Chinese)
- 潘保田, 李吉均. 1996. 青藏高原: 全球气候变化的驱动机与放大器——Ⅲ: 青藏高原隆起对气候变化的影响. 兰州大学学报(自然科学版), 32(1): 108-115. Pan B T, Li J J. 1996. Qinghai-Tibetan plateau: A driver and amplifier of the global climatic change Ⅲ: The effects of the uplift of Qinghai-Tibetan plateau on climatic changes. J Lanzhou Univ Nat Sci, 32(1): 108-115 (in Chinese)
- 《全球变化及其区域响应》科学指导与评估专家组. 2012. 深入探索全球变化机制: 国家自然科学基金委重大研究计划的战略研究. 中国科学 D: 地球科学, 42(6): 795-804. Scientific Steering Group of the Major Project "Global Change and Regional Response". 2012. Exploring the mechanism of global change: Research strategy of major projects of the National Natural Science Foundation of China. Sci Sin Terrae, 42(6): 795-804 (in Chinese)
- 王东东, 朱彬, 江志红等. 2014. 硫酸盐气溶胶直接辐射效应对东亚副热带季风进程的影响. 大气科学, 38(5): 897-908. Wang D D, Zhu B, Jiang Z H, et al. 2014. Direct effect of sulfate aerosols on the process of the East Asian subtropical monsoon. Chinese J Atmos Sci, 38(5): 897-908 (in Chinese)
- 王凡, 胡敦欣, 穆穆等. 2012. 热带太平洋海洋环流与暖池的结构特征、变异机理和气候效应. 地球科学进展, 27(6): 595-602. Wang F, Hu D X, Mu M, et al. 2012. Structure, variations and climatic impacts of ocean circulation and the warm pool in the tropical Pacific Ocean. Adv Earth Sci, 27(6): 595-602 (in Chinese)
- 王瑞丽, 肖子牛, 朱克云等. 2015. 太阳活动变化对东亚冬季气候的非对称影响及可能机制. 大气科学, 39(4): 815-826. Wang R L, Xiao Z N, Zhu K Y, et al. 2015. Asymmetric impact of solar activity on the East Asian winter climate and its possible mechanism. Chinese J Atmos Sci, 39(4): 815-826 (in Chinese)
- 王勇, 潘保田, 崔明. 2006. 1.2—0.6 MaBP 青藏高原的隆升与东亚地表各圈层的相互作用. 兰州大学学报(自然科学版), 42(3): 1-7. Wang Y, Pan B T, Cui M. 2006. Interaction between the Qinghai-Tibet Plateau uplift and the East Asian environment from 1.2 to 0.6 MaBP. J Lanzhou Univ Nat Sci, 42(3): 1-7 (in Chinese)
- 赵侃, 陈仕涛, 崔英方等. 2015. 神农架石笋记录的近 200 年东亚季风变化及其 ENSO 响应. 地理研究, 34(1): 74-84. Zhao K, Chen S T, Cui Y F, et al. 2015. East Asian monsoon changes and its ENSO response revealed by a 200-year stalagmite record from Yongxing Cave on the Mountain Shengnonjia. Geogr Res, 34(1): 74-84 (in Chinese)
- 周秀骥, 赵平, 刘舸等. 2011. 中世纪暖期、小冰期与现代东亚季风环流和降水年代-百年尺度变化特征分析. 科学通报, 56(25): 2060-2067. Zhou X J, Zhao P, Liu G, et al. 2011. Characteristics of decadal-centennial-scale changes in East Asian summer monsoon circulation and precipitation during the medieval warm period and little ice age and in the present day. Chin Sci Bull, 56(28-29): 3003-3011
- 宗海锋, 张庆云, 陈烈庭. 2008. 东亚-太平洋遥相关型形成过程与 ENSO 盛期海温关系的研究. 大气科学, 32(2): 220-230. Zong H F, Zhang Q Y, Chen L T. 2008. A study of the processes of East Asia-Pacific teleconnection pattern formation and the relationship to ENSO. Chinese J Atmos Sci, 32(2): 220-230 (in Chinese)
- Briffa K R, Shishov V V, Melvin T M, et al. 2008. Trends in recent temperature and radial tree growth spanning 2000 years across northwest Eurasia. Philos Trans Roy Soc B Biol Sci, 2008, 363(1501): 2271-2284
- Fleitmann D, Burns S J, Mudelsee M, et al. 2003. Holocene forcing of the Indian monsoon recorded in a stalagmite from southern Oman. Science, 300(5626): 1737-1739
- Fu Q, Johanson C M, Wallace J M, et al. 2006. Enhanced mid-latitude tropospheric warming in satellite measurements. Science, 312(5777): 1179
- Hu C Y, Henderson G M, Huang J H, et al. 2008. Quantification of Holocene Asian monsoon rainfall from spatially separated cave records. Earth Plan Sci Lett, 266(3-4): 221-232
- IPCC. 2007. Changes in Atmospheric Constituents and in Radiative Forcing // Solomon S, Qin D, Manning M, et al. Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. New York: Cambridge University Press
- Kobashi T, Kawamura K, Severinghaus J P, et al. 2011. High variability of Greenland surface temperature over the past 4000

- years estimated from trapped air in an ice core. *Geophys Res Lett*, 38(21): L21501
- Liu H Y, Lin Z S, Qi X Z, et al. 2012. Possible link between Holocene East Asian monsoon and solar activity obtained from the EMD method. *Nonlin Process Geophys*, 19(4): 421-430
- Meure C M, Etheridge D, Trudinger C, et al. 2006. The Law Dome CO₂, CH₄ and N₂O ice core records extended to 2000 years BP. *Geophys Res Lett*, 33(14): L14810
- Oppo D W, Rosenthal Y, Linsley B K. 2009. 2,000-year-long temperature and hydrology reconstructions from the Indo-Pacific warm pool. *Nature*, 460(7259): 1113-1116
- Sherwood O A, Guilderson T P, Batista F C, et al. 2014. Increasing subtropical North Pacific Ocean nitrogen fixation since the little ice age. *Nature*, 505(7481): 78-81
- Thompson L G, Yao T D, Davis M E, et al. 2006. Holocene climate variability archived in the Puruogangri ice cap on the central Tibetan Plateau. *Ann Glaciol*, 43(1): 61-69
- Usoskin I G, Hulot G, Gallet Y, et al. 2014. Evidence for distinct modes of solar activity. *Astron Astrophys*, 562(L10), doi: 10.1051/0004-6361/201423391
- Wang L, Chen W. 2014. An intensity index for the East Asian winter monsoon. *J Climate*, 27(6): 2361-2374
- Wang Y J, Cheng H, Edwards R L, et al. 2008. Millennial-and orbital-scale changes in the East Asian monsoon over the past 224,000 years. *Nature*, 451(7182): 1090-1093
- Yan H, Sun L G, Wang Y H, et al. 2011. A record of the southern oscillation index for the past 2,000 years from precipitation proxies. *Nat Geosci*, 4: 611-614
- Zielinski G A, Mershon G R. 1997. Paleoenvironmental implications of the insoluble microparticle record in the GISP2 (Greenland) ice core during the rapidly changing climate of the Pleistocene-Holocene transition. *Geol Soc Am Bull*, 109(5): 547-559