

气候系统的非平稳行为和预测理论^{*1}

杨培才

周秀骥

(中国科学院大气物理研究所, 北京, 100029)

(中国气象科学研究院, 北京, 100081)

摘 要

到目前为止,有关非平稳复杂系统及其在气候预测中的应用研究(它有着比混沌系统更为复杂的行为)是一个较少被人理解并有重大科学意义的前瞻性研究课题。在大气运动中,气候正是一个典型的非平稳系统,但是现有的气候预测理论,包括统计预测理论和非线性预测理论,几乎都无一例外地建立在平稳性假定的基础之上,这有悖于气候过程的基本性质,因此它有可能是导致气候预测水平低下的重要的理论原因。另外,近 10 年来,气候过程具有层次结构已经成为许多科学家的共识,但是如何发展和完善这一理论,使之成为一个完整的体系,人们似乎还没找到合适的途径。事实上,气候系统的多层次结构(它与通常的多尺度结构是两个完全不同的概念)正是产生非平稳行为的原因,而气候系统的非平稳特性正是层次结构的集中表现。在这样的思想指导下,文中系统地讨论了非平稳气候的一些基本问题和相应的预测理论,并为之搭起了一个初步的理论框架。

关键词: 气候预测, 层次结构, 混沌, 非线性性, 非平稳性, 复杂系统。

1 气候系统的动力学——状态分布永不重复的非平稳过程

在最近 40 年里,大概没有什么理论,能像混沌理论那样,如此深刻地影响着人们对大气过程的认识。人们信奉混沌理论,不仅仅是因为它成功地解决了人们在大气长期行为的预测理论上的一些困惑,同时还因为它提供了一套比较完整的、可以直接利用观测资料分析和预测大气过程的理论和方法。特别是在 20 世纪 80 年代中期,一些气象学家们率先声称,他们在天气和气候过程的历史资料中,已经发现了一些其几何特征和信息特征都具有浑沌性质的低维系统,并且径直称之为“天气”或“气候吸引子”^[1~4]。在这一时期,人们对混沌理论可以说是充满了期待。

然而,令人尴尬的是,这些结果始终没有得到科学家们的普遍认同,特别是一些以研究数学为主的科学家,他们对这些结论提出了公开的质疑,并且在他们与这些大气科学家之间引发了一场争论^[5~8]。实际上,当时科学家们争论的问题,并没有真正涉及

到对大气过程基本性质的认识,而仅仅在于,这些被分析的资料的数量和质量能否给出这样的结论。因此,这场争论并没有动摇大气科学家们对混沌理论的信仰,它的一个直接的后果只不过是提醒科学家们去搜集更多和更可靠的资料,并对分析的结论持更为谨慎的态度罢了^[9~12]。

另一个令人尴尬的事实是,在经典理论模型给出的混沌资料中屡试不爽的那些非线性预测理论和方法,在实际大气过程的预测中,很少取得令人满意的效果。特别是对于降水和气温这样的气候要素预测,与以往的一些预测理论和方法相比,人们几乎没有看到可以称道的优势。

那么,问题的症结在哪里呢?

首先,我们没有理由怀疑建立在混沌理论基础上的非线性预测方法和技术的科学性和可靠性。因为,正如上面指出的那样,它们已经被一些经典模型的预测试验所证实了^[13,14]。其次,我们也不可能完全委过于观测资料的短缺,因为我们无法解释,在大多数预测试验中,预测精度与拟合精度之间常常存在着巨大的落差,或者在不同的预测时段中,出现明

* 初稿时间:2005 年 8 月 27 日;修改稿时间:2005 年 9 月 5 日。

资助课题:国家自然科学基金委员会的重点基金(批准号为 40035010)。

作者简介:杨培才,研究员。当前研究领域:非线性气候动力学,非线性大气化学动力学,非线性时间序列分析。

显的精度漂移。从逻辑上,我们必须回到大气过程自身,看看它们是否具备预测理论所要求的条件,或者说,大气过程是否是混沌的。尽管,目前混沌还没有一个为人们所普遍接受的精确定义,但是,同其他类型的吸引子一样,它也是一种状态分布或概率测度不随时间变化的定态(只是因其分维特性,而被称为奇异不变集)。因而,它是一个严格的平稳过程^[15, 16]。但是,就真实的天气或气候系统来说,控制它的外部条件不会是一成不变的。它们随时间的变化,必定会引起大气基本状态,或者是平稳性质的改变。因此,我们的结论是:大气系统的动力学本质上是非平稳的^[17, 18]。

实际上,大气过程平稳性发生改变的事实并不鲜见。在一些天气和气候资料的分析中,人们已经发现了大气过程的平稳性被改变的事实^[19, 21]。Tsonis^[22]在分析最近 100 余年的全球降水过程的十年际到几十年际变率时,发现:全球降水的平均值没有明显的变化,但是其相对于平均值的涨落却明显地增大。这表明,在这些尺度层次上,被分析的气候系统的二阶矩发生了改变,也就是说,在 20 世纪中,全球降水资料描述了一个非平稳过程。图 1 给出了另一个因突变而导致平稳性破坏的观测实例^[23],可以看到,1976~1977 年,太平洋地区冬季的海平面气压平均值发生了一次跳跃性变化,尽管我们不知道导致这一变化的真实原因,但是在此前后,海平面气压所发生的结构上的变化,告诉我们大气

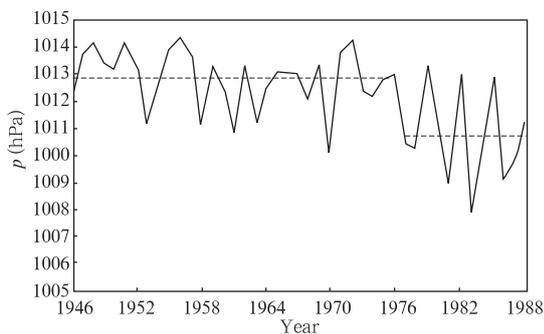


图 1 1946~1988 年北太平洋地区(27.5°~72.5°N, 147.5°E~122.5°W)冬季(11月~次年3月)平均海平面气压时间序列(虚线为1946~1976年和1977~1987年的两个平均值)^[23]
Fig. 1 Time series of mean sea-level pressure averaged over North Pacific region (27.5°~72.5°N, 147.5°E~122.5°W) for the months November—March (the two dashed lines stand for two expectation values of 1946—1976 and 1977—1988, respectively)^[23]

过程的平稳性被改变了。

基于观测事实和上面的分析,为了建立更合理的气候过程的机制,从观念上摆脱混沌理论的束缚,对于推动气候预测理论向前发展有着重要意义。

2 气候预测的障碍——假定与事实之间的矛盾

从根本上说,现有的气候时间序列预测理论都是事先假定了过程是平稳的,或者说气候是一个像混沌那样具有不变分布的系统。显然,如上所述,这样的假定有悖于气候过程的基本性质。从理论上来说,如果一个气候过程是非平稳的,那么,在数学上意味着至关重要的遍历性定理(ergodic theorem)不复成立了,人们再也不能依靠一条观测序列,去建立气候系统的预报方程了;在物理上则意味着,控制系统的某些参数或条件可能随时间发生变化,人们不能用同一个模式或同样的规律,去刻画系统的动力学了。简单地来说就是,在气候预测理论中,我们最熟习的那些理论和方法失去了存在的基础,使得当前气候预测在理论上面面临着危机。

实际上,人们已经发现了,由于无视气候序列的非平稳性,而给预测带来巨大的误差。Yang 等^[24]曾经给出了一个预测试验。他们利用 Nimbus-7 卫星提供的大气臭氧资料,建立了一个时空神经网络系统,用以预测中国地区臭氧垂直总量的月距平值。他们在分析预测误差时发现,在 1991 年 5 月至 1993 年 4 月的 24 个预测样本中,预报误差 ϵ 有一个不寻常的变化趋势(图 2)。在前 12 个预测样本中, ϵ 或正或负,没有明显的偏离零值的趋势;但是在后 12 个样本中, ϵ 则完全变为正值,且其对零值的平均偏离达到了均方根误差的两倍左右。他们认为这种系统性的预报偏差,是由 1991 年夏季爆发的 Pinatubo 火山事件引起的。火山爆发把大量的气溶胶抛射到平流层,从而改变了那里的臭氧光化学过程的平稳性,使得原来的预报模式不能适应已经改变了的过程,并导致了预测精度的巨大损失。

表 1 给出了另一个区域气候预测试验的结果。在这个试验里,被预测要素是长江中下游地区(25°~36°N, 113°~121°E)的月降水距平分布;使用的资料是由中国气象局气象科学研究院提供的网格点上的月降水距平序列,其空间分辨率为 1°×1°,长度为 504 个月(1951 年 1 月至 1992 年 12 月)。在试验中使用的预测方法是当前最流行的非线性建模技术

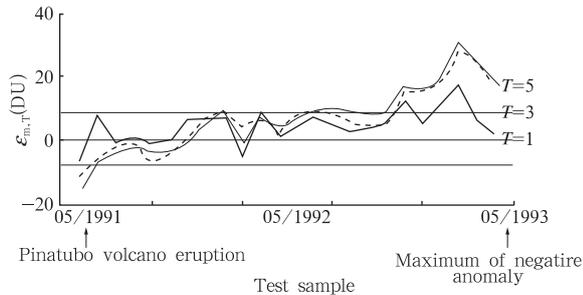


图2 中国地区大气臭氧柱总量月平均值的预报场与实况场之间的平均误差分布
(T 代表预报时效,单位为月)^[20]

Fig. 2 Distribution of mean error $\epsilon_{m, T}$ (DU) between prediction and actual fields for monthly averaged TOMS data in China region
(T represents the leading time of prediction, unit: month)^[20]

表1 长江流域月降水距平场一步预测的相关系数

Table 1 The prediction results for the monthly precipitation anomaly field in Yangtze valley as the leading time is one step

| 月份 | 1990年 | | 1991年 | | 1992年 | |
|----|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
| | 拟合 | 预报 | 拟合 | 预报 | 拟合 | 预报 |
| 1 | 0.54 | -0.03 | 0.36 | 0.26 | 0.36 | 0.07 |
| 2 | 0.47 | 0.13 | 0.65 | -0.59 | 0.83 | 0.77 |
| 3 | 0.72 | 0.13 | 0.13 | -0.25 | 0.56 | 0.49 |
| 4 | 0.26 | -0.04 | 0.41 | 0.16 | 0.46 | 0.13 |
| 5 | 0.86 | 0.03 | 0.86 | 0.34 | 0.62 | 0.11 |
| 6 | 0.43 | 0.36 | 0.62 | 0.39 | 0.60 | 0.35 |
| 7 | 0.03 | 0.41 | 0.20 | -0.07 | 0.63 | 0.49 |
| 8 | 0.03 | 0.45 | 0.57 | 0.03 | 0.36 | 0.12 |
| 9 | 0.40 | 0.23 | 0.45 | 0.33 | 0.45 | 0.40 |
| 10 | 0.52 | -0.02 | 0.55 | 0.47 | 0.50 | 0.35 |
| 11 | 0.55 | 0.13 | 0.51 | 0.22 | 0.35 | 0.24 |
| 12 | 0.62 | 0.10 | 0.38 | 0.37 | 0.41 | -0.03 |
| 平均 | 0.45 | 0.01 | 0.47 | 0.14 | 0.51 | 0.27 |

(包括时空状态重构和局域近似理论)。从表1中列出的36个预报试验结果可以看到,与当前的一般预报水平相比,除了预测精度依然十分低下之外,其拟合精度也低于业务预测的精度要求。另外,还可以看到,在3个不同的年周期内,不仅各月的预测结果存在着很大的起伏,而且年平均预测精度也存在明显差异。这样的预测结果似乎表明,控制降水气候过程的机制是十分不稳定的。在后面的分析中,我们还将进一步说明,这种非平稳特性不仅表现在时间上,而且表现在系统的空间结构上。

从本质上说,非平稳运动是自然界中最普遍的一种宏观运动状态,与其他确定性运动形态相比,它的最重要的特征是其状态分布依赖于时间,从而导致它的一些统计特性,包括几何测度和信息测度都

成为随时间变化的量。下面用人们更为熟悉的可预测时间尺度来度量各种不同的确定性系统的信息特性,并给出它们之间在可预测性上的差异。

(1) 平稳过程:状态分布不依赖于时间。

(a) 定常运动、周期运动和准周期运动:可预测,可预测时间尺度为无穷大;

(b) 混沌运动:可预测,但长期行为不可预测,可预测时间尺度为常数。

(2) 非平稳过程:状态分布依赖于时间;可预测,但长期行为不可预测;可预测时间尺度依赖于时间。

3 气候系统的层次结构——产生非平稳行为的主要机制

早在20世纪80年代初期,科学家已经找到了在大气运动中产生非平稳行为的机制,亦即认识到长期大气过程的演变不仅仅受制于大气自身,而且,除了宇宙天体之外,还受制于海洋、陆地、冰雪以及生物等其他地球子系统。但是他们在理论上似乎缺少自觉性,没有把这样的复杂系统与非平稳行为的产生联系起来。以至于大气科学领域的主流思想至今仍然处在混沌说的控制之下。

1986年,美国的生物学家 O'Neill^[25,26]首先使用了“层次”(hierarchy)这个概念来描述生物系统的结构。此后,他还建议把这一概念应用于全球变化的研究。在中国,较早使用这一概念,并用来刻画气候系统的尺度结构的科学家,大概是刘太中、刘式达和林振山等^[27~29]。但是,同样地,他们也忽略了这样的系统的动力学结构与非平稳过程之间的联系。

“层次”是一个极好的概念,它清晰地勾勒出了像气候这样一些复杂系统的动力学结构。对于这样的系统,我们可以简约地把它看成是由多个处在不同层次上的子系统串级而成的。处在高层次上的子系统控制着低层次子系统的行为,并决定了低层次子系统行为的主要特征。通常,它是一个慢变过程,因而也被称为控制(或驱动)系统;反之,低层次子系统的行为受制于高层次子系统,并给出了现实的动力学。通常,它是一个快变过程,因而也被称为瞬变系统。上面的观点包含着这样一个近似:即不同层次的子系统之间的相互作用是单向的,或者说,在它们的相互作用中,低层次子系统对高层次子系统的反馈被完全忽略了。这一近似是基于这样的假定,即高层次子系统携带的能量或动量远远大于低层次子系统,它们的尺度,无论在时间上和空间上都是不

可比拟的。一个最显见的例子是日地之间的关系，作为高层次系统的太阳活动，它通过宽谱的电磁辐射和强大的粒子流把能量和物质输送到地球，制约着地球大气的运动。科学家们指出，太阳常数的一个微小的漂移都有可能导致地球大气的灾难性变化。但是，反过来，作为低层次系统的地球大气的变化，其规模和强度无论怎样大，都不可能太阳活动产生任何影响。

图 3 给出了具有层次结构的系统的一个简单的示意分布。

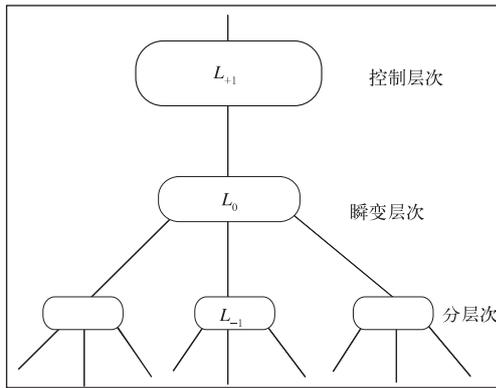


图 3 系统的层次结构示意图

$(L_{+1} \gg L_0 \gg L_{-1}$ 能量、动量、质量；

L_{+1} 控制或约束 L_0 , L_0 对 L_{+1} 的反馈被略掉)

Fig. 3 Schematic diagram for system with

hierarchical structure $(L_{+1} \gg L_0 \gg L_{-1}$

for energy, momentum and mass; L_0 is controlled by L_{+1} , while the feedback of L_0 to L_{+1} is omitted)

下面将通过一个示意性模式，对于具有层次结构的系统给出一些直观的描述。为了简单起见，我们考虑一个两层系统，其中，高层次系统由 Logistic 映射扮演，而低层次系统由 Lorenz 系统扮演：

$$r_{k+1} = \mu r_k (1 - r_k/a) \quad (k = 0, 1, \dots, n)$$

$$(r_k \in [0, a]; \mu \in [0, 4]; a \text{ 为给定的常数})$$

$$\begin{cases} \dot{x} = -\sigma x + \sigma y \\ \dot{y} = r(t)x - y - xz \\ \dot{z} = xy - bz \end{cases}$$

$(\sigma = 10; b = 8/3; r(t) = r_k, t_k \leq t \leq t_{k+1}, t_0 = 0, t_{k+1} = t_k + T; k = 0, 1, \dots, n; T$ 为设定常数)

这两个不同层次的系统通过 Rayleigh 数 r 连接起来。亦即，Lorenz 系统中的 Rayleigh 数 r 被设定为一个时变参数，它的大小由 Logistic 映射的输出值决定。也就是说，Logistic 映射通过改变参数 r 单向地控制着 Lorenz 系统。图 4 是得到的计算结果。在这里，高层次系统的输出 r 是一个混沌解，它在 3.2~29.2 变化。相应地，低层次系统的状态则在一些完全不同的定态和混沌态之间非周期性地改变着，它们永不重复，也永不会给出任何不变的状态分布。显然，它是一个彻头彻尾的非平稳系统。

气候系统的层次结构，使它的复杂性远远超过混沌系统。对这样的系统的研究，其在理论上的意义也将大大超出了气候系统本身。

4 气候系统非平稳性的探测——尺度结构的分解

为了考察由观测资料构成的气候序列的平稳性质，科学家们已经提出了一些统计学上的检测方法^[30~35]。这些方法的基本思想都是把时间序列分成两段或几段，然后检验这些不同时段上的子列是否来自同一个分布总体，或者存在结构性的变化。

图 5~7 分别给出了由 3 种不同的方法得到的非平稳性分析个例。其中图 5 是递归图(recurrence

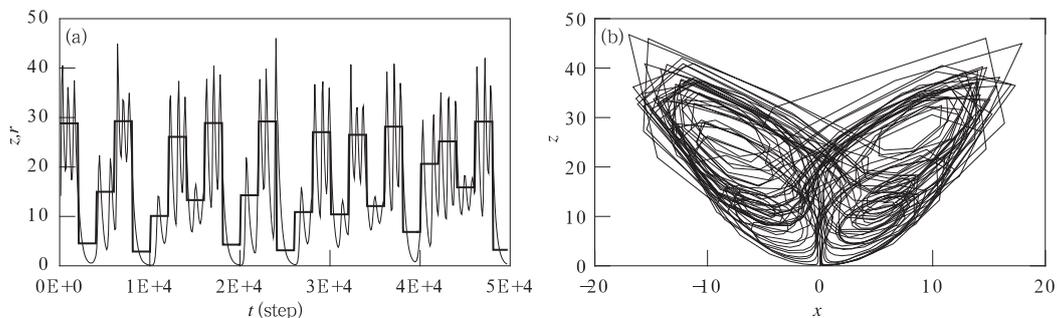


图 4 Logistic 映射和 Lorenz 系统构成的两层模型的输出结果

(a. Rayleigh 数 r (粗实线)和模型的状态分量 z (细实线)随时间的演变，

b. 模型的轨迹在相平面 (x, z) 上的投影)

Fig. 4 Results given by the two-hierarchical system consisting of the logistic map and Lorenz system

(a. the evolutions of Rayleigh number r (thick solid line)and z component (thin solid line),

b. the projections of the trajectories on the phase planes (x, z))

plot)^[36~38] 给出的一个臭氧序列的分析结果,递归图是利用轨道在相空间中的回归行为,也就是常说的周期性(也包括不规则的周期)来研究系统的动力学特性。如果系统是平稳的,那么,不管经历多长时间,从相空间中某点出发的轨道总会再次回归,并接近它原来的出发点。如果系统是非平稳的,那么,在足够长的时间之后,轨道将离开原来的出发点,并且不再返回。

图 5a 表示轨道上的两个不同的相点之间的时间距离小于某个给定的值 ϵ 坐标。比如,图中的点

A 表示从 1980 年 1 月出发的那个相点,于 1990 年 1 月重返该点附近(即两个相点之间的距离小于 ϵ)。如果在图的右下角和左上角出现大片空白,则意味着大多数相点经历较长时间之后不再回归,也就是说系统是非平稳的。图 5b 则表示回归时间的概率分布密度。如果分布密度曲线除了统计涨落外,呈现为一个常数,那么,被分析的过程为平稳的,如果密度曲线呈 U 字形,则意味着过程是非平稳的。可以看出,被分析的臭氧序列呈现为一个较弱的非平稳过程。

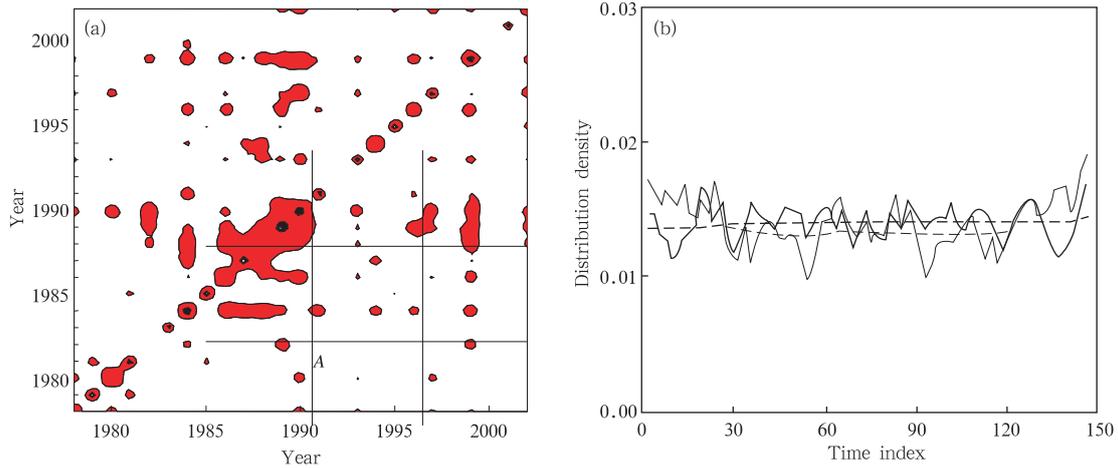


图 5 北京地区臭氧垂直总量逐月距平序列的递归图分析 (a. 递归图, b. 图 a 的相应时间指数分布)
 Fig. 5 Recurrent plot analysis for the time series of monthly TOMS data at Beijing
 (a. the recurrent plot, b. the corresponding time index distribution)

图 6 给出了利用子波变换鉴别系统非平稳性的方法,这种方法的基本思想是,根据系统的尺度结构随时间的变化,来判别其控制规律的改变^[39]。图中给出的是同一臭氧序列的 Morlet 子波功率谱。从谱的尺度-时间分布可以清楚地看到 3 个不同的结构:从 20 世纪 70 年代末到 80 年代末,从 80 年代中到 90 年代中,从 90 年代初到 21 世纪初,存在 3 个不同的优势尺度(红色部分),它们分别对应于 8~10 a 尺度,4 a 尺度和准两年尺度。这种结构上的转换表明,臭氧过程的控制规律或者机制发生了改变,也就是说被分析的时间序列的动力学是非平稳的。

是一个过滤器,它按照确定的程序,通过逐步筛选,把一个信号分解成有限个更为简单的、并被称之为固有模态函数(Intrinsic Mode Function, 记为 IMF)的分量。这些分量保持了原来信号的自然振荡特性,并且是相互独立的。在所有的 IMF 分量被提取完

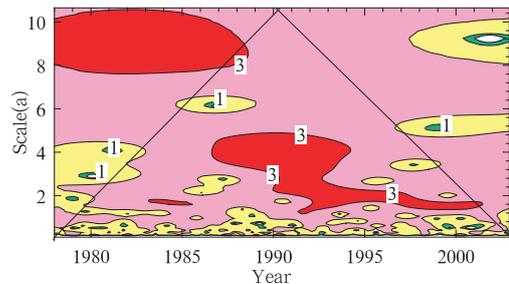


图 6 北京地区臭氧垂直总量逐月距平序列的子波功率谱
 Fig. 6 Wavelet power spectrum of the monthly total column ozone time series over Beijing region

图 7 是 Nino3 区逐季海表温度距平值(SST3)的经验模态分解(Empirical Mode Decomposition, 记为 EMD)。EMD 方法是 20 世纪末,由 Huang^[40,41] 出来的一个信号分析方法,它特别适合于处理那些长度较短的非线性和非平稳时间序列。从本质上说,EMD

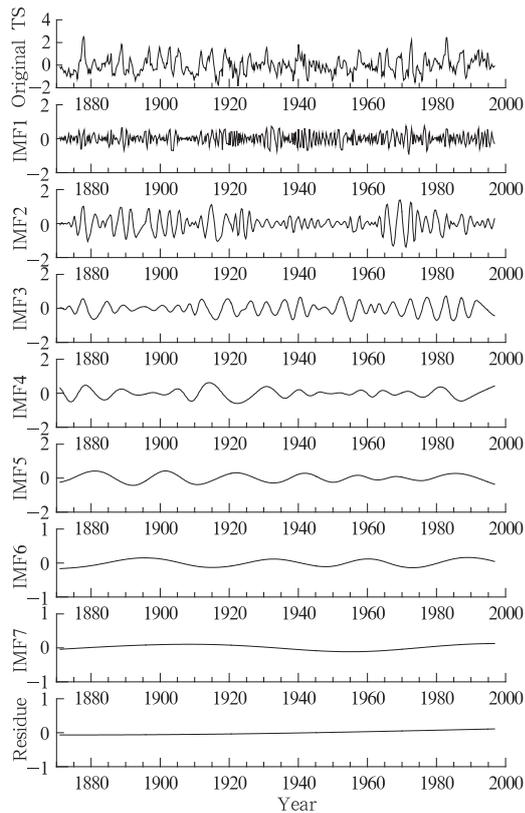


图7 Nino 3 区逐季 SST 距平时间序列的 EMD 分析

Fig. 7 EMD analysis for the sea surface temperatures time series averaged over the Nino3 region

毕之后,信号将变成一个单调函数,并被称之为剩余(residue)。实际上,剩余代表了原始信号的总体变化趋势,有着十分重要的动力学意义。如果剩余是一个单调上升或下降的函数,则表明原始信号是非平稳的。此外,对所有这些分量累加可以重建原来的信号,这表明 EMD 是完备的。图 7 把海温时间序列分解成为 7 个 IMF 分量和一个剩余分量。其中剩余分量是一个单调递增的函数,它表明 Nino3 区逐季海表温度距平序列有一个上升趋势,同时也表明被分析的信号是非平稳的。

相对而言,在上述 3 种鉴别技术中,递归图方法对过程平稳性的改变似乎不甚敏感,有人认为,采用较高的嵌入维数,可以提高分析的质量^[29]。

5 协整定理

——非平稳变量之间的平稳关系

在非平稳序列之间的关系的研究中,最重要和应用最广泛的理论,莫过于 2003 年诺贝尔经济学奖

获得者 Clive Granger 提出的协整定理(cointegration)^[42,43]。协整理论告诉我们:两个或两个以上非平稳时间序列进行特殊组合之后,有可能呈现出平稳性。也就是说,两个(或多个)非平稳时间序列之间可能保持一种稳定的平衡关系。一般来说,绝大多数宏观经济变量的时间序列,都是非平稳的,例如,收入和消费、股息和股价等^[44]。通常,收入和消费随着社会经济的发展而变化,但这两者之间的比例关系却可能长期保持平衡,也就是说,两者之间即使出现偏离,其幅度也不会很大,持续时间也不会很长,现实中的经济力量会把它们拉回平衡(平稳)状态。这就是所谓的协整。

在天气或气候资料分析中,人们使用最多的方法是相关或回归。但是,在使用这些分析技术时,人们总是事先假定了被处理的资料是平稳的,由此来保证结果的可靠性。但是,一旦这些资料所描述的过程是非平稳的,这些关系有可能不会长久维持,这就是为什么有些回归预测模型出现失误的一个重要原因。在这样的情况下,人们必须研究不同过程之间的协整关系。

我们以南方涛动指数和 Nino3 区的海表温度的逐季时间序列为例,来讨论它们之间的协整关系。图 8 给出了两个序列随时间的变化,可以看到,两者之间存在明显的反相关关系(其相关系数为 -0.66 ,但是,下面将会看到,从它们之间的协整关系来看,这一结果并非是不可靠的)。图 9 是这两个序列的 Morlet 子波变换的功率谱,比较两者可以发现:(1)它们的主要谱带都为 $4\sim 8$ a,并且存在一个自左至右的向下的频率漂移,这意味着,ENSO 的活动周期在近百年里有一个缓慢的变短的趋势;(2)它们的主谱带在 19 世纪最后 10 a,以及 20 世纪 30 年代和 60 年代前半期都曾出现间歇,这表明 ENSO 活动在此期间可能发生某些异常;(3)它们都有一个 $10\sim 20$ a 尺度的次谱带,但是它们的时间位置却有差异,SOI 序列的这一谱带出现在 20 世纪 60 年代及其以后,而 SST 序列则出现在 20 世纪 40 年代及其以前;(4)不论两者的异同如何,它们的谱结构都表现出一个共同的特征,亦即它们都是非平稳的。

如果用 Y_i 和 X_i 分别表示 SOI 序列和 SST 序列,那么,它们之间的线性回归方程可写成:

$$(Y_i - \bar{Y}) = \beta(X_i - \bar{X}) + \epsilon_i$$

$$\text{或 } \epsilon_i = (Y_i - \bar{Y}) - \beta(X_i - \bar{X}) \quad (1)$$

其中 \bar{Y} 和 \bar{X} 分别表示 SOI 和 SST 序列平均值。不

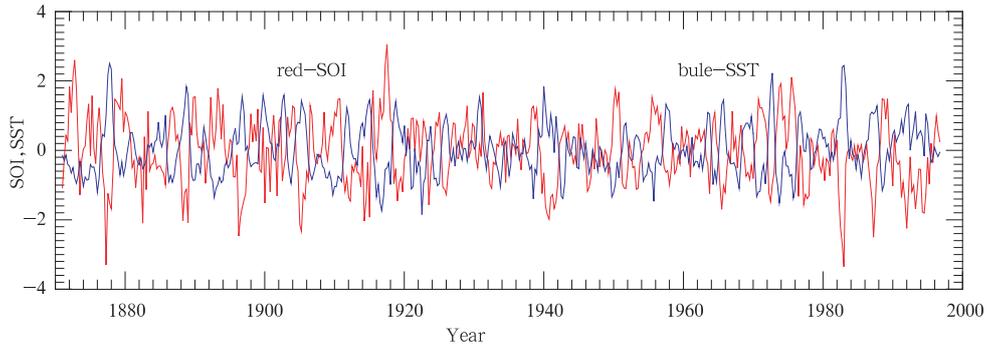


图 8 南方涛动指数(SOI)和 Nino 3 区的海表温度(SST)的逐季时间序列
Fig. 8 Quarterly SOI and SST3 time series

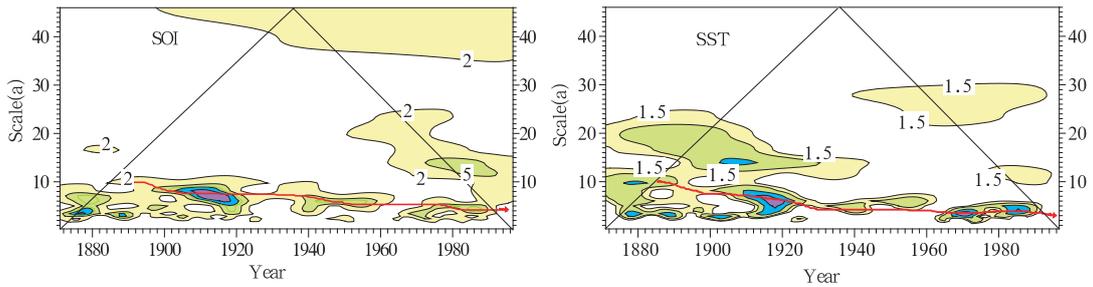


图 9 南方涛动指数(SOI)和 Nino 3 区的海表温度(SST)序列的子波功率谱
(红色实线表示主谱带的变化趋势)
Fig. 9 Wavelet power spectrum of the SOI and SST3 time series
(the red solid line stands for the change tendency of the main spectrum zone)

难算出,回归曲线的斜率 $\beta = -0.51$, 而回归偏差 ϵ_t 随时间之变化,以及它的子波变换的功率谱则表示在图 10 中。显然 ϵ_t 是非平稳的,也就是说,SOI 和 SST 之间不存在状如式(1)的协整关系。但是,进一

步的分析可以发现(从略),SOI 和 SST 大体上在 1871~1933 年和 1934~1996 年是协整的。在上述两个时段内,它们的回归曲线的斜率 β_1 和 β_2 分别为 -0.46 和 -0.57 。图 11 给出这两个时段内 SOI 和 SST 的点聚图和相关系数。这个结果告诉我们,SOI 和 SST 是分段协整的,也就是说,在上述两个时段内,它们保持着不同的,但是稳定的线性关系。

6 非平稳气候系统的预测

——回到平稳过程

迄今为止,人们还没有建立任何有关非平稳过程预测的一般性理论。科学家们所能做到的,仍然是通过某种假定或近似,设法在非平稳过程中找出一些保持平稳的段落来,或者是通过某种处理,把某些非平稳过程平稳化。对于那些本质上是非平稳的过程的预测,人们还缺少有效的一般性方法。

Hegger 等^[45]曾建议用扩大嵌入维数的办法,来消除系统的非平稳性。他们的基本思想是:对于一个 D 维自治动力系统,如果它有 p 个缓慢地依赖于时间的控制参数,那么,系统的动力学就近似地被

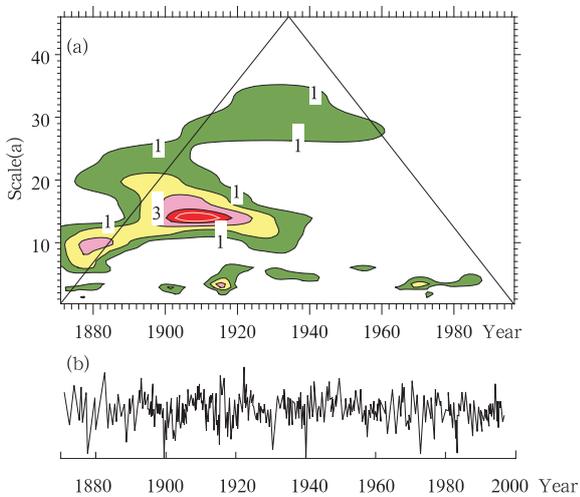


图 10 南方涛动指数(SOI)和 Nino 3 区的海表温度(SST)的回归偏差 ϵ_t (b)及其子波功率谱(a)
Fig. 10 Difference sequence between SOI and SST3 (b) and its wavelet power spectrum (a)

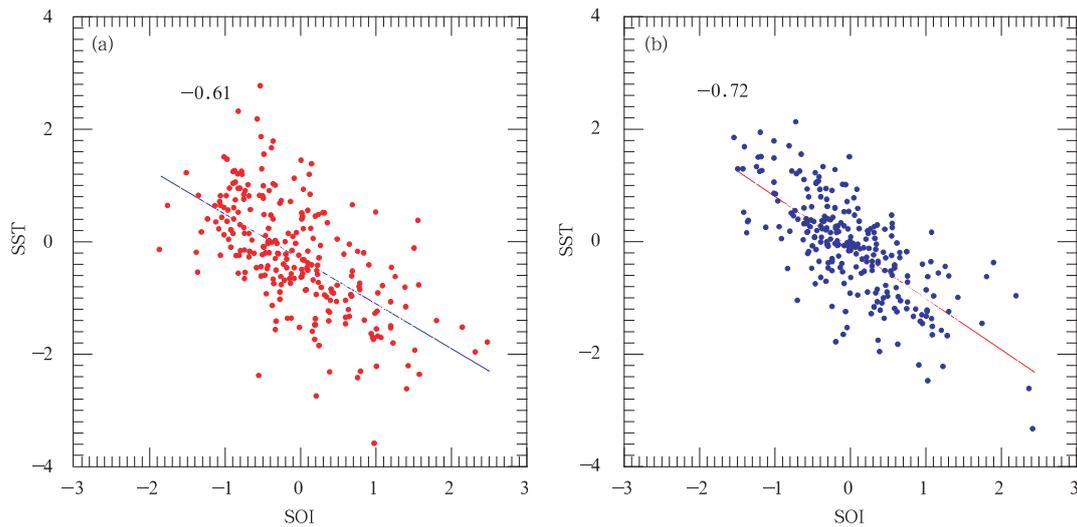


图 11 1871~1933 年(a)和 1934~1996 年(b)南方涛动指数(SOI)和 Nino 3 区海表温度(SST)的点聚图(图中数字为两者的相关系数)

Fig. 11 Scatter diagram of SOI and SST3

(a. the case of 1871-1933, b. the case of 1934-1996; the marked figures are the correlation coefficients between SOI and SST3)

限制在一个 $(D+p)$ 维的流型上, 并且保持是平稳的。他们的想法, 实际上是把所有的时变参数都作为系统的状态变量。这样, 按照 Takens 定理, 人们就可以在一个 $m > 2(D+p)$ 维的嵌入空间中, 重新恢复被扩大的系统的动力学。但是, 他们没有给出重构所使用的参数。其实, 这正是用过嵌入方法消除非平稳性所可能遇到的最大麻烦。特别是, 当我们事先不知道控制参数的个数时, 过嵌入就会陷入盲目性。

最近, 王革丽^[46]和杨培才^[47]等分别提出了复合重构和分解隔离等方法, 来建立非平稳气候系统的预报方程。前者特别适合于具有层次结构的多维非平稳序列的预测, 而后者则适合于任何一维非平稳序列, 因而也更具一般性。

6.1 层次气候系统的复合重构预测模式

复合重构预测模式的基本建模思想是: 对于具有层次结构的动力系统, 利用分层嵌入的方法, 在不同的层次上寻找动力学相似, 由此找出平稳或近似平稳的子列, 然后在这些子列上建立预测模型。下面将以一个最简单的两层模型为例, 来讨论建模的基本程序。

假定在每个层次上都只包含一个因子, 其中, $\{y(i) | i=1, 2, \dots, K\}$ 表示控制层次的演变规律, $\{r(s, i) | i=1, 2, \dots, L; s=1, 2, \dots, S\}$ 表示瞬变层次的演变规律。在这里 i 代表时间变量, s 代表空间位置, 也就是说, $r(s, i)$ 是

一个时空系统。在完成了它们各自的动力学嵌入之后, 在两个层次上可以各得一条轨线, 并分别记为 $Y(i)$ 和 $R(S, i)$ 。为了建立预报方程, 首先要在控制层次上找出一个当前态的邻近点集合, 设其容量为 P , 并记为

$$\Omega_1 = \{Y(N) | N=N_1, N_2, \dots, N_p\}$$

其中 N 表示当前时刻。在物理上, Ω_1 代表了一组相似的控制条件。它表示在时间集合 $T = \{N_1, N_2, \dots, N_p\}$ 上, 瞬变层次具有相似的背景条件。或者说, 我们在瞬变层次上找到了一个‘近似’平稳的子集, 记为

$$\Omega_2 = \{R(S, N) | N=N_1, N_2, \dots, N_p\}$$

在这里, 近似的意义仅仅表示, 当控制条件在 Ω_1 内变化时, Ω_2 中的状态对它的依赖是不敏感的。接着要做的是, 在 Ω_2 中找出当前态的邻近点集合, 并在它上面建立瞬变系统的预报方程。这样的建模方法被称之为复合重构。

借助于上面的方法, 王革丽等给出了一个预报个例。他们利用北印度洋海温和亚洲纬向环流指数的月平均值序列, 以及内蒙古中部地区月降水总量的距平值序列, 按照上面的步骤构造了一个两层 3 因子模型, 来预测该地区的冬季降水。在他们的模式中, 控制层次由北印度洋海温距平和亚洲纬向环流指数两个因子组成, 瞬变层次则由内蒙古地区月降水距平场组成。他们用一阶映射建立了一个由月到季的预报方程, 或者说, 他们用逐月的资料预测季

节的降水。如果以预报场和实况场(由 37 个站点组成,见图 12)之间的降水距平的同号率来检验预测效果,那么,根据 10 个预测样本(1990~1999 年的 10 个冬季)给出的结果可以看到,其最小值为 45% (1993 年),最大值为 84% (1999 年),平均值为 63%。更详细的结果以及与其他预测方法的比较见表 2。尽管,在进行上述预测试验时,并没有刻意地去追求预测精度,而仅仅是为了介绍预报方法的基本思想和程序,但是,就年际预报而言,这样的精度应是一个可以接受的结果。

从表面上看,王革丽等的方法是在不同的气候层次上寻找动力学相似,但是,从本质上讲,他们是

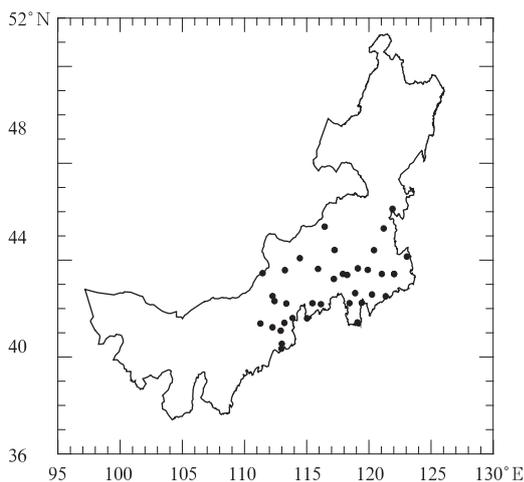


图 12 内蒙古中部地区降水预测
试验 37 个站点分布

Fig. 12 Distribution of 37 observation stations
in central Inner Mongolia region

表 2 内蒙中部地区冬季降水预测的同号率(3 种预测模式)

Table 2 Percentage of the same sign between forecast
and observation for the winter precipitation anomaly
in central nart Inner Mongolia region

| 年份 | 复合重构模式 | 持续预测模式 | 线性自回归模式 |
|------|-----------|-----------|-----------|
| 1990 | 25/37=67% | 13/37=35% | 19/37=51% |
| 1991 | 26/37=70% | 14/37=37% | 17/37=45% |
| 1992 | 23/37=62% | 12/37=32% | 18/37=48% |
| 1993 | 17/37=45% | 26/37=30% | 21/37=56% |
| 1994 | 20/37=54% | 3/37=8% | 19/37=51% |
| 1995 | 24/37=65% | 20/37=54% | 22/37=59% |
| 1996 | 22/37=59% | 14/37=37% | 19/37=51% |
| 1997 | 23/37=62% | 18/27=48% | 13/37=35% |
| 1998 | 22/37=59% | 25/37=67% | 12/37=32% |
| 1999 | 31/37=84% | 18/37=48% | 20/37=54% |
| 平均 | 63% | 43% | 48% |

在非平稳的序列中找出一些平稳子列。应当说,这样的思想更符合前面提到的气候层次概念,但是,在建立模型时,人们也会遇到更多的困难。比如,随着层次和预报因子的增加,邻近点的交集可能越来越小,随之而来的将是对资料数量的更大需求。另外,更为重要的是,由于层次的引入,在物理上将提出更高的要求,人们必须更精确地了解层次之间的物理联系。

6.2 建立在 EMD 基础上的隔离预测模式

隔离预测的基本思想是借助于 EMD 方法,把时间序列分解成有限个具有特征振荡周期的分量。尽管每一个这样分量都可能是变频和变幅的,或者仍然保持着不同程度的非平稳性,但是在它们之间的相互影响却被隔离了。实际上,有时某些分量甚至表现出很好的周期性。利用这种隔离可以尽可能地减小非平稳行为对预测的影响。

我们仍然以上节的图 7 作为 EMD 过程的例子。在那里,被分析的资料是 Nino3 区逐季海表温度距平值(SSTA)的时间序列,其起止年月分别为 1871 年第 1 季度到 1996 年第 4 季度,总长度为 504 月。从图 7 我们可以看到,EMD 把原来的信号分解成为 7 个其特征分量由高到低的 IMF 分量,其剩余部分为一个单调递增的函数,这表明 SSTA 存在一个微弱的上升的趋势。由图还可以看到,EMD 给出的每一个 IMF 分量都是变频和变幅的,因此,它们仍然是非平稳的。但是,它们的趋势项已经被完全清除。这说明,这些分量的分布具有不变的一阶矩(恒为零的期望值),因此,从这个意义上说,系统的非平稳性被部分地分解了。另外,直觉告诉我们,与高频分量相比,低频分量似乎有着更为简单的结构。这一点从它们的关联维数^[48]的计算结果也可以看到。图 13 给出了当嵌入维数 $m=7$ 时,SSTA 序列的第 1、第 3、第 5 和第 7 个 IMF 分量的关联函数分布。不难看出,这些函数曲线的线性部分的斜率依次减小。这表明高频分量与低频分量相比,前者具有更高的复杂程度。这一事实启发我们,EMD 给出的低频部分可能具有更好的可预报性。基于上面这些的考虑,我们将对每一个 IMF 分量以及趋势部分分别进行预测,然后把这些预测合成为整个信号的预测。在下面,我们将称这样的预测方法为隔离预测(segregation prediction),并以一些人们熟知的实际气候序列作为例子,讨论该方法在预测中的应用。

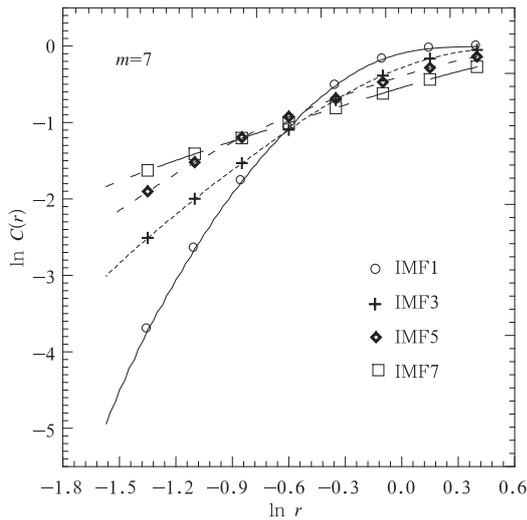


图 13 Nino3 区 SSTA 序列的第 1、第 3、第 5、
和第 7 个 IMF 分量的关联函数分布
Fig. 13 Correlation functions $C(r)$ of the SSTA3
series and its 1-st, 3-rd, 5-th and 7-th IMF
components (r is the distance between
phase points in the reconstructed state space)

使用一个简单的两层 BP 型神经网络系统 (ANNS) 作为预报试验工具, 其目的不在于获得多高的预测精度, 而是为了考察 EMD 所制造非平稳性分解或隔离, 是否有助于改善预测的结果。ANNS 的结构如图 14 所示。

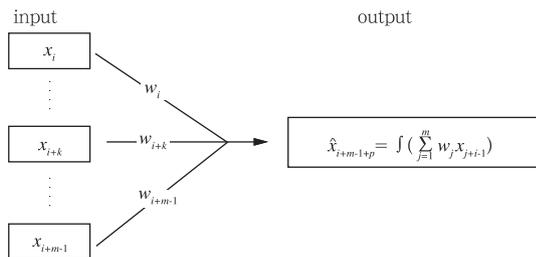


图 14 两层神经网络预测模式示意图
Fig. 14 Schematic diagram for an m -dimensional
ANNS with two layers

我们共完成了两组试验, 并分别称之为后报试验和前报试验。两者的差别主要体现在建立样本集合和实行 EMD 的次序上。前者的次序是首先对原始序列进行分解, 建立它的 IMF 集 U , 然后在 U 上选取一个样本集合, 并完成预测试验; 后者的次序则是, 首先在原始序列上选取一个样本集合, 然后对集合中的每一个样本进行 EMD, 最后完成预测试验。应当说, 前者更接近于拟合过程, 而后者则更接近于实际预测过程。

为了考察隔离模式的预测能力, 我们还利用同样的网络系统, 绕开 EMD, 直接对原始序列进行预测, 并且比较了两种不同的预测模式的可预报性。在后面的讨论中, 称这种模式为无隔离模式。

下面, 以北半球的地面气温月距平值序列为例, 进行预测试验。资料的长度为 1752 个月 (自 1856 年 1 月至 2001 年 12 月)。在试验中, 整个资料集被分为两部分, 其前 1692 个数据被用来确定 ANNS 的权重函数, 而后 60 个数据则被用做预测试验样本。我们的预测程序是: 首先, 对给出的时间序列进行分解, 建立它们的 IMF 集合; 接着, 对每一个 IMF 的试验样本, 使用 ANNS 进行预测 (网络的维数 $m=5$); 最后, 求出所有 IMF 分量的预测值的和, 并以此作为原始序列的预测结果。与此同时, 我们还用完全相同的网络模式, 对未经分解的原始序列进行了预测。

图 15 给出了北半球气温序列的后报预测试验结果。图 15a 自上而下分别给出了原始信号、IMF 分量 (自高频到低频) 以及剩余随时间的变化; 而图 15b 则为相应的试验样本的后报模式和无隔离模式预测结果, 在原始信号的预测中, 还给出了未经分解的原始序列的预测结果。由图我们可以看到: (1) 由 IMF 合成的预测结果明显好于由原始序列直接给出的预测结果 (图 15b 的上图), 如果以预测值和观测值之间的相关系数 ρ 表示预测精度, 那么, 前者高出后者约 25%; (2) 高频 IMF 分量的预测精度远远低于低频分量, 并且大体上是依次递增的, 这表明高频分量具有更高程度的复杂性 (非线性性和非平稳性), 或者说低频分量有更好的可预报性。这一结果还表明, 在预测中 EMD 有效地阻断了不同分量之间的相互影响。

另外, 图 16 还给出了气温序列的后报预测精度随预报时效的变化曲线。可以看到, 隔离预测与无隔离预测相比, 前者有着更好的预测精度, 而且, 随着预测时效的增加, 这些曲线大体上都呈线性下降的趋势。

图 17 给出了预报时效为 1 h, 北半球气温序列的前报预测试验结果。图 18 为预测精度随预报时效的变化。

上述 3 种模式的预测精度分别为 0.61 (后报)、0.45 (前报) 和 0.38 (无隔离)。

下面我们给出另外一些试验个例。

(1) Nino 3 区海温距平 (SSTA) 的预测试验 (网

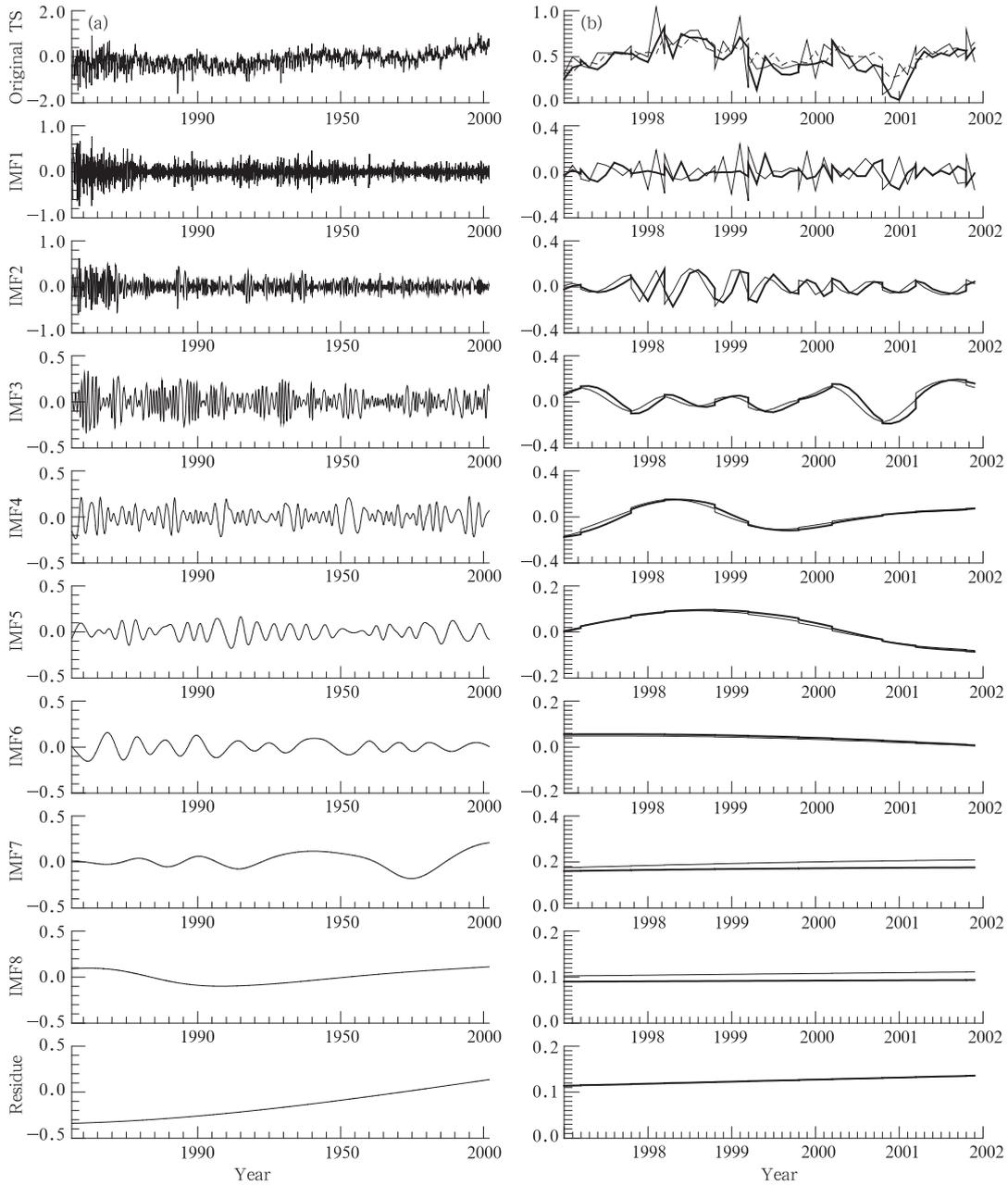


图 15 北半球气温序列的 EMD 分析和后报试验结果

(a. 原始信号和 IMF 分量, b. 相应的预测结果; 细实线: 观测值, 粗实线: 预测值, 虚线: 无隔离模式预测结果)

Fig. 15 EMD analysis and predictions for SATA-NH time series

(a. the original signal and its IMF components, b. the corresponding predictions; the thin solid line is representative of the observation, while the thick solid line the prediction; the results of the non-segregation model are also given in the right top panel, which is noted as the dotted line)

络维数 $m=5$)

对于上面给出的 Nino 3 区逐季海温距平序列, 我们以最后 20 个季度 (共计 5 a) 做为试验样本, 完成了时效为一步的预测试验 (图 19), 20 个试验样本给出的隔离预测和无隔离预测的精度 ρ 分别为 0.50 和 0.47。

(2) 北京地区逐月降水距平值的预测试验 (络维数 $m=5$)

在试验中使用的降水资料来自中国气象局, 资料覆盖了从 1951 年 1 月至 2003 年 12 月的 624 个月份。试验样本为序列的最后 60 个月 (共计 5 a)。预测结果见图 20, 隔离预测和非隔离预测的精度

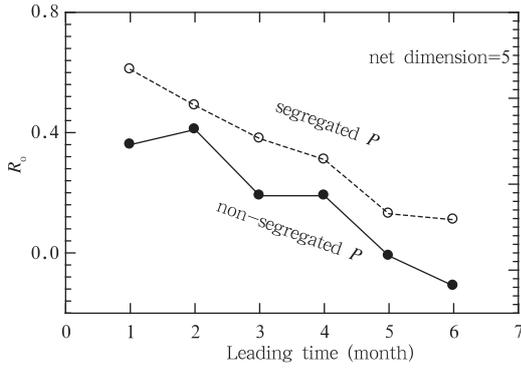


图 16 北半球气温序列后报试验的预测精度随预报时效的变化

Fig. 16 Dependency of the prediction accuracy on the leading time p for the hindcast experiment

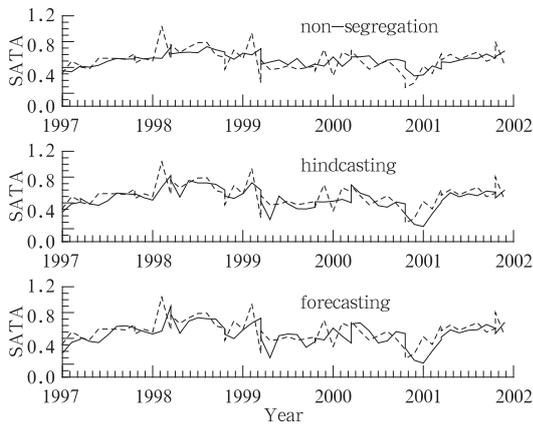


图 17 北半球气温序列前报试验的结果 (实线: 预测值, 虚线: 实况)

Fig. 17 Forecast experiment results for SATA-NH as leading time $p=1$ (solid line: forecast, dotted line: observation)

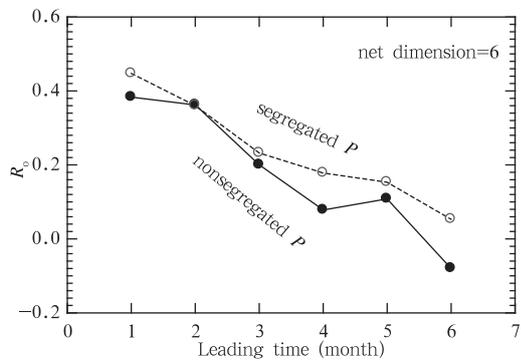


图 18 北半球气温序列前报试验的预测精度随预报时效的变化

Fig. 18 The same as Fig. 16 except for the forecast experiment

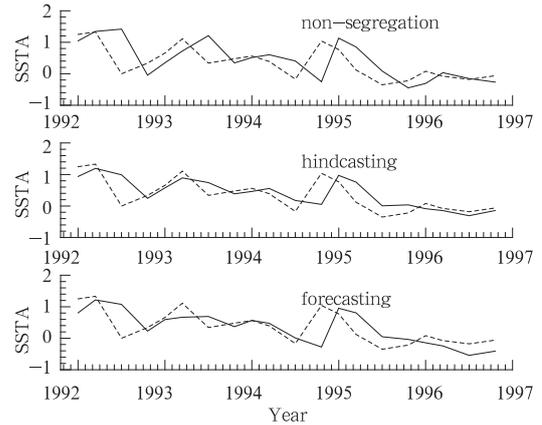


图 19 除了被预测的气候序列为 Nino 3 区的逐季海温距平外,其他皆与图 17 同

Fig. 19 The same as Fig. 17 except for the SSTA over Nino3 region

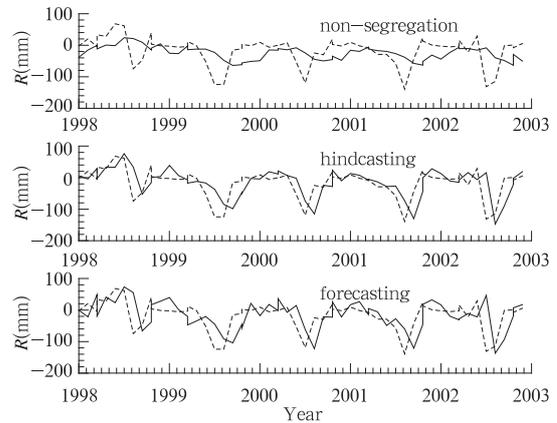


图 20 除了被预测的气候序列为北京地区逐月降水距平外,其他皆与图 17 同

Fig. 20 The same as Fig. 17 except for the precipitation anomalies of Beijing region

ρ 分别为 0.09 和 0.36。

7 结论和讨论——向新的理论高度推进

上面的讨论给出了非平稳气候理论的一个初步框架,我们相信,它大概是迄今为止最接近真实气候的一个理论体系。这个理论体系的进一步发展,必将把我们引向复杂系统的研究。我们关注复杂系统的研究,不仅是因为它代表了 21 世纪非线性科学发展的最新潮流,而且因为气候系统本身就是一个典型的复杂系统。必须看到,复杂系统研究的难度是很大的,但是它可以使我们有一个高的研究起点。我们还应当看到,复杂系统研究还处在幼稚阶段,它可以使我们获得一个很大的发展和研究空间。只要

我们找到一个好的切入点,就有可能使非线性科学和地球科学在理论上和概念上都取得一些突破。

迄今为止,在自然科学和社会科学中所遇到的复杂系统,大概可以归纳为以下两种不同的类型:

一种复杂系统是由大量的相互依存的个体自发形成的结构,这样的结构超越每个个体自身的功能,而表现出某种集成性的特征,并在一定的范围内可以进行自我调整,以维持系统自身的存在和发展。如经济系统和生物体的组织或器官等。

另一种复杂系统是由层次或层圈形成的串级结构。组成系统的每一个层次都有自己独立的动力学规则,并构成一个独立的子系统。这些子系统之间,同时还存在着协同关系或者奴役关系。通常,高层次子系统的尺度和携带的能量、动量和质量都要远远大于低层次子系统,并且逐级地单向地向低层次传递。在一般情况下,系统的动力学既是非周期的,又是非平稳的;它所包含的层次越多,其复杂程度就越高。

在自然界中,地球系统和它的一些子系统,如气候系统和生态系统,都是第二类复杂系统的典型例子。在研究第二类复杂系统时,相邻层次的特征尺度之比和非平稳性是两个最为重要的概念。前者是决定系统动力学特性的最重要的因子,而后者则是系统最普遍呈现的一种运动形态。

在物理上,非平稳意味着控制系统的某些参数或条件是随时间变化的,人们不可能在不同的时间段落里,用同一个模式或同样的规律,去刻画系统的动力学。在数学上则意味着系统的状态分布依赖于时间,这时,至关重要的遍历性定理就不再成立了。因此,与混沌运动相比(它是平稳的,并且其控制条件是不变的),非平稳运动是一种更高级、更一般和更复杂的运动形式,它同样可以敏感地依赖于初条件,同样可以具有分形结构,但是这些重要的动力学和几何学特征却不再是一成不变,而是因时而异、因地而异的了。而混沌运动则仅仅是它的一种简单的情况。

应当说,经历了30多个年头,混沌理论已经成为一门比较成熟学科,科学家们对它的研究兴趣正在逐渐淡出,而非平稳复杂系统理论已经上升为当今非线性科学研究的最前沿领域。然而,到目前为止,有关非平稳复杂系统及其在地球科学中的应用研究,至少在中国的地学界,仍然是一个较少被触及,并有重大科学意义的前瞻性研究课题。

我们认为,在非线性科学领域中,就气候科学所应面对的一些基本问题而言,几个具体研究内容应当是值得关注的:

(1)气候系统层次结构的一般形式或分类,在某些情况下,相邻气候层次之间的耦合程度或反馈形式应当被考虑,在这里,处在不同层次上的子系统之间的适应过程将进一步展现气候变化的多样性和复杂性;

(2)气候系统的非平稳行为产生的机制,在这里,相邻气候层次的特征尺度比对系统动力学行为的影响将是最重要的;

(3)非平稳吸引子的存在性,及其信息特性和几何特性的度量,在这里,局部的概念应该是更重要和更实际的;

(4)非平稳气候系统的可预报理论,在这里,第二类可预报性问题的的重要性应该提升;

(5)非平稳特性的检测方法和驱动层次分离方法,对于后者,最近已经出现了一些从时间序列中提取系统的控制变量的演变规律的研究。

参考文献

- [1] Nicolis C, Nicolis G. Is there a climate attractor? *Nature*, 1983, 311: 529-532
- [2] Fraedrich K. Estimating the dimensions of weather and climate attractors. *J Atmos Sci*, 1986, 43: 331-344
- [3] Essex C, Lookman T, Nerenberg M A H. The climate attractor over short time scales. *Nature*, 1987, 326: 64-66
- [4] Tsonis A A, Elsner J B. The weather attractor over very short time scales. *Nature*, 1988, 333: 545-547
- [5] Grassberger P. Do climatic attractors exist? *Nature*, 1986, 323: 609-612
- [6] Nicolis C, Nicolis G. Evidence for climatic attractors. *Nature*, 1987, 326: 523-524
- [7] Procaccia I. Complex or complicated. *Nature*, 1988, 333: 498-499
- [8] Lorenz E N. Dimensionalities of weather and climate attractors. *Nature*, 1991, 353: 241-244
- [9] Eckmann J P, Ruelle D. Fundamental limitations for estimating dimensions and Liapunov exponents in dynamical systems. *Physica D*, 1992, 56: 185-187
- [10] Abarbanel H D, Brown I, Sidorowich R, et al. The analysis of observed chaotic data in physical systems. *Reviews of Modern Physics*, 1993, 65: 1331-1392
- [11] Theiler J J, Eubank S, Longtin A, et al. Testing for nonlinearity in time series: the method of surrogate data. *Physica D*, 1992, 58: 77-94

- [12] Smith I. Identification of low dimensional dynamics. *Physica D* 1992, 58: 50—76
- [13] Casdagli M. Nonlinear prediction of chaotic time series. *Physica D*, 1989, 35: 335—356
- [14] Famer D J, Sidorowich J J. Predicting chaotic time series. *Phys Rev Lett*, 1987, 59: 845—848
- [15] Zou C, Zhou X, Yang P. The statistical structure of Lorenz strange attractors. *Adv Atmos Sci*, 1985, 2: 216—224
- [16] Eckmann J P, Ruelle D. Ergodic theory of chaos and strange attractors. *Rev Mod Phys*, 1985, 57: 617—656
- [17] 杨培才, 卞建春, 王革丽等. 气候系统的层次结构和非平稳行为: 复杂系统预测问题探讨. *科学通报*, 2003, 48(13): 1470—1476
Yang Peicai, Bian Jianchun, Wang Geli, et al. Hierarchies and nonstationarity in climate systems. *Chinese Science Bulletin (in Chinese)*, 2003, 48(13): 1470—1476
- [18] Yang Peicai, Bian Jianchun, Wang Geli, et al. Hierarchies and nonstationarity in climate systems. *Chinese Science Bulletin*, 2003, 48(19): 2148—2154
- [19] Schmutz C, Luterbacher J, Gyalistras D, et al. Can we trust proxy-based NAO index reconstructions? *GRL*, 2000, 27: 1135—1138
- [20] Stern D I, Kaufmann R K. Detecting a global warming signal in hemispheric temperature series: A structural time series analysis. *Climatic Change*, 2000, 47: 411—438
- [21] Slonosky V C, Jones P D, Davies T D. Atmospheric circulation and surface temperature in Europe from the 18th century to 1995. *Inter J Climat*, 2001, 21: 63—75
- [22] Tsonis A A. Widespread increases in low-frequency variability of precipitation over the past century. *Nature*, 1996, 382: 700—702
- [23] Trenberth K E. Recent observed interdecadal climate changes in the northern hemisphere. *Bull Amer Meteor Soc*, 1990, 71: 988—993
- [24] Yang P C, Zhou X J, Bian J C. A nonlinear regional prediction experiment on a short-range climate process of the atmospheric ozone. *J G R*, 2000, 105: 12253—12258
- [25] O'Neill R V, Angelis D, Waide D L, et al. *A Hierarchical Concept of Ecosystem*. Princeton, New Jersey: Princeton Uni. Press, 1986
- [26] O'Neill R V. Hierarchy theory and global change. In: Ross-wall T T, et al. eds. *SCOPE 35—Scales and Global Change*. 1988.
- [27] 刘太中, 荣平平, 刘式达等. 气候突变的子波分析. *地球物理学报*, 1995, 38: 158—162
Liu Taizhong, Rong Pingping, Liu Shida, et al. Wavelet analysis of climate jump. *J Geophys Sci (in Chinese)*, 1995, 38: 158—162
- [28] 刘式达, 陈炯, 刘式适. 近百年中国、北半球和南半球气温内在结构比较. *应用气象学报*, 1999, 10 (增刊): 9—14
Liu Shida, Chen Jiong, Liu Shikuo. The comparison of temperature hierarchy past 100 years among China, north hemisphere and south hemisphere. *Quart J Appl Meteor (in Chinese)*, 1999, 10(Suppl): 9—14
- [29] 林振山, 鲍名. 气候多层次的趋势预报. *热带气象*, 2001, 17(2): 188—192
Lin Zhenshan, Bao Ming. Climatic trend prediction at multiple hierarchy. *J Tropical Meteor (in Chinese)*, 2001, 17: 188—192
- [30] Kennel M B. Statistical test for dynamical nonstationarity in observed time series data. *Phys Rev E*, 1997, 56(1): 316—321
- [31] Kennel M B, Mees A I. Testing for general dynamical stationarity with a symbolic data compression technique. *Phys Rev E*, 2000, 61: 2563—2568
- [32] Yu D, Lu W, Harrison R G. Space time-index plots for probing dynamical nonstationarity. *Phys Lett A*, 1998, 250: 323—327
- [33] Yu D, Lu W, Harrison R G. Detecting dynamical nonstationarity in time series data. *Chaos*, 1999, 9: 865—870
- [34] Witt A, Kurths J, Pikovsky A. Testing stationarity in time series. *Phys Rev E*, 1998, 58: 1800—1810
- [35] Timmer J. Power of surrogate data testing with respect to nonstationarity. *Phys Rev E*, 1998, 58: 5253—5156
- [36] Trott M. *The Mathematica GuideBook for Programming*. New York: Springer-Verlag, 2004
- [37] Casdagli M C. Recurrence plots revisited. *Physica D*, 1997, 108: 12—44
- [38] Eckmann J P, Kamphorst S O, Ruelle D. Recurrence plots of dynamical systems. *Europhys Lett*, 1987, 4: 973—977
- [39] Labat D, Ababou R, Mangin A. Rainfall-runoff relations for caustic springs. Part II: continuous wavelet and discrete orthogonal multi-resolution analyses. *J Hydrology*, 2000, 238: 149—178
- [40] Huang N E, et al. The empirical mode decomposition and the Hilbert spectrum for nonlinear and non-stationary time series analysis. *Proc R Soc Lond A*, 1998, 454: 903—995
- [41] Huang N E, Shen Z, Long R S. A new view of nonlinear water waves Hilbert spectrum. *Annu Rev Fluid Mech*, 1999, 31: 417—457
- [42] Engle R F, Granger C W. Cointegration and error correction: Representation, estimation and testing. *Econometrica*, 1987, 55: 251—276
- [43] Granger C W. Developments in the study of cointegrated economic variables. *Oxford Bull Economics and Statistics*, 1986, 48 (3): 213—228
- [44] Narayan P K, Smyth R. Temporal causality and the dynamics of exports, human capital and real income in China. *Inter J Appl Economics*, 2004, 1(1): 24—45
- [45] Hegger R, Kantz H, Matassini L, et al. Coping with nonstationarity by over-embedding. *Phys Rev L*, 2000, 84: 4092—4095
- [46] Wang G L, Yang P C. A compound reconstructed prediction model for nonstationary climate process. *Inter J of Climatology*, 2005, 25: 1265—1277

ON NONSTATIONARY BEHAVIORS AND PREDICTION THEORY OF CLIMATE SYSTEMS

Yang Peicai

(Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing, 100029)

Zhou Xiuji

(Chinese Academy of Meteorological Science, Beijing, 100081)

Abstract

The nonstationary behaviors of complex system and their applications to the climate prediction are a significant and forward-looking field of research. Up to now, they are not yet known and understood very well. In reality, climate is just a normal nonstationary system. However, almost all the current theories for climate prediction, including the ones in statistics and nonlinear science, are based on assumption that the process is stationary which is contrary to the nature of the climate process. Probably, this contradictory is an important cause resulting climate prediction at a lower level. In addition, in recent odd ten years, it has been a commonly cognition that the climate process possesses hierarchy structure for more and more scientists, but yet they seem not to find an appropriate way for improving this concept and developing a perfect theory system. In fact, the hierarchy structure of climate system is just the cause to produce nonstationary behaviors, while the nonstationary behaviors of climate process is just the most important expression of the hierarchy structure. Under this consideration, this paper has systematically discussed some basic problems in the nonsationary climate system and built a preliminary theoretical frame to predict such a system.

Key words: Climate prediction, Chaos, Hierarchy, Nonlinearity, Nonstationarity, Complex system.