中国科学: 地球科学 2014 年 第 44 卷 第 2 期: 343 ~ 354
www.scichina.com earth.scichina.com
《中国科学》杂志社
SCIENCE CHINA PRESS

论 文

数值模式延伸期可预报分量提取及预报技术研究

王启光[①②*], 丑纪范[①②], 封国林[③]

① 兰州大学大气科学学院, 兰州 730000;
② 中国气象局气象干部培训学院, 北京 100081;
③ 中国气象局国家气候中心, 北京 100081
* E-mail: photon316@163.com

收稿日期: 2012-12-17; 接受日期: 2013-07-09; 网络版发表日期: 2014-01-15
国家自然科学基金项目(批准号: 40930952, 41105055)、全球变化研究国家重大科学研究计划(编号: 2012CB955902)和公益性行业(气象)科研专项(编号: GYHY201106016, GYHY201106015)资助

摘要 针对延伸期尺度的可预报分量, 借鉴了CNOP相关算法, 形成了在数值模式中提取可预报分量的实用方法和预报技术. 从模式预报误差增长的角度将模式变量分为可预报分量和不可预报的混沌分量, 将可预报分量定义为在预报时段内误差增长较慢的分量. 基于现有的国家气候中心月动力延伸预报业务模式, 建立了针对可预报分量的数值模式. 同时结合历史资料有用信息, 对数值模式的可预报分量, 在历史资料的可预报分量中寻找相似场, 降低了相似判断过程中变量的维数, 进一步对可预报分量的预报误差进行订正. 对混沌分量利用历史资料, 通过集合预报方法得出其期望值和方差. 数值试验结果表明, 该方法能有效提高 10~30 天延伸期数值模式大气环流场的预报技巧, 具有良好的业务应用前景.

关键词
延伸期预报
可预报分量
混沌分量
相似误差订正
免伴随快速算法

大气系统是一个非常复杂的强迫耗散的非线性系统, Lorenz(1963, 1969)的相关研究认为逐日天气预报的可预报时限一般不超过 2 周. 丑纪范(2002, 2010)则提出复杂的大气系统中可能存在预报时限远超过2周的可预报分量, 在一定的预报时段内, 不同气象场的特征量的可预报性并不相同. 我国气象部门根据时间将预报预测业务划分为 1~3 天短期预报、4~10 天中期预报、10~30 天延伸期预报、月尺度以上的气候预测等, 其中延伸期预报是衔接天气预报和气候预测之间的天气过程预报. 相关研究表明, 在延伸期的时间尺度内, 可以将气象场分为可预报分量和混沌分量(丑纪范等, 2010), 这一理论为发展新的10~30天延伸期预报技术奠定了基础. 以往的研究表明(Dool, 1989; 李志锦和纪立人, 1996; Boer, 2003)空间尺度越大, 对应的天气系统的可预报时限就越长, 一般认为行星际尺度的超长波具有最高的预报技巧, 长波次之, 短波部分的预报技巧最低. 相关研究(Boer, 1984)还表明小尺度的预报(甚至超过 10 天以后)也存在一定的预报技巧, 其误差并不如想象中的那样快速增长. 此外, Saha 等(1988)的研究结果表明数值模式的预报技巧依赖于展开的球谐函数的总波数, 而同纬向波数关系不大. 张培群等(1997)利用经验正交函数(EOF)分解提取了历史资料中气候吸引子作为基底, 并在T42数值预报模式中展开模式变量消

中文引用格式: 王启光, 丑纪范, 封国林. 2014. 数值模式延伸期可预报分量提取及预报技术研究. 中国科学: 地球科学, 44: 343–354
英文引用格式: Wang Q G, Chou J F, Feng G L. 2014. Extracting predictable components and forecasting techniques in extended-range numerical weather prediction. Science China: Earth Sciences, doi: 10.1007/s11430-014-4832-5

除小尺度、高频分量误差, 从而提高了模式的月动力延伸预报(DERF)水平. 鲍名等(2004)将大气相似性原理应用于T63月DERF模式, 进行了月平均环流预报试验, 取得了较好的预报效果. 郑志海(2010)利用历史资料提取气候吸引子基底展开模式变量并结合方差分析方法, 确定模式变量的可预报分量, 并在T63L16 模式上对 6~15 天的中期延伸期预报进行了应用研究, 比较明显地提高了 6~15 天的数值预报水平. 但是需要注意的是利用历史资料确定的大尺度分量, 与数值模式中误差增长较慢的分量并不能保证一一对应. 这一方面是因为数值模式在刻画大气系统过程中比较粗糙, 无法真实无误地反映实际大气系统的发展规律; 另一方面在多年历史资料中提取的基底比较固定, 对于具体的延伸期预报个例而言, 不能很好地考虑初始状态所处的大气流型特殊性及其随时间的演化规律.

在全面发展动力预报模式的同时, 利用历史资料信息对模式误差进行预报日益成为引人注目的研究方向. 我国学者顾震潮(1958)先生早在多年前就提出将数值预报从初值问题改为演变问题, 指出了数值天气预报中使用历史资料的重要性和可行性; 丑纪范(1974, 1986)从理论上探讨了在长期预报中实现动力和统计相结合的做法, 并提出和发展了一种将天气学经验和动力预报有机结合, 相互取长补短的相似-动力方法(丑纪范, 1979), 并进一步阐明了建立相似动力模式的理论, 在准地转模式及业务模式上进行的试验结果表明, 这一方法能够明显改善数值模式的预报效果(邱崇践和丑纪范, 1987, 黄建平和丑纪范, 1989, 黄建平和王绍武, 1991); 曹鸿兴(1993)提出一种基于大气自记忆原理的方法, 从而把大气运动方程推广为包含多时次观测的自忆性方程; 龚建东等(1999)将基于四维同化的新方法应用到月 DERF 当中; Feng 等(2001, 2003, 2004)提出了一种回溯阶差分格式方法, 给出了由过去时次资料动态求取记忆函数的方法; 任宏利等(2005, 2006, 2007)和郑志海等(2009)提出和发展了一种基于动力相似预报原理的相似误差订正方法, 这些都从不同角度表明相似动力方法能有效改善数值模式的预报技巧.

本文从数值预报模式预报误差增长的角度出发, 研究了不同分量方向上误差增长速度的差异, 借鉴了条件非线性最优扰动(CNOP)(Mu 等, 2003; 穆穆和段晚锁, 2005)相关算法, 提取出延伸期预报中误差增长较慢的可预报分量, 改进了国家气候中心现有的月 DERF 模式, 建立了基于 T63L16 的可预报分量模式. 在此基础上对可预报分量模式的预报误差采用相似误差订正的方法, 发展了利用历史资料中可预报分量相似信息在模式积分过程中订正误差的技术, 开展了有针对性的 10~30 天延伸期预报的技术研发和业务应用试验研究.

1 提取可预报分量原理方法

1.1 数值模式可预报分量定义

数值天气预报的本质是通过大气在某一个时刻的观测值来求解刻画大气内部物理过程的动力学微分方程, 从而由已知的初始时刻的大气状态预报未来时刻的大气状态. 大气数值预报模式可以简化表示为

$$\begin{cases}\dfrac{\partial \varphi}{\partial t}+H(\varphi)=0,\\ \varphi(x,t_0)=\varphi_0(x),\end{cases} \tag{1}$$

式中, $\varphi(x,t)$为模式预报变量, x 和 t 分别表示空间坐标和时间, H 是φ 的微分算子, 对应于实际的数值模式. t_0 为初始时刻, φ_0 为初值. 将(1)式离散化后, 可以得到一个非线性模式的解, 它只依赖于初始条件: $\varphi_T=K(\varphi_0)$, 其中 $\varphi_0\in R^n$ 为初始时刻 t_0 的近似真实的初始场, $\varphi_T\in R^n$ 为 T 时刻的预报场, K 是模式积分算子. 如果在初始场上加一个小扰动 φ_0', 则在时刻 T 有一个预报增量η, 如果预报增量η对初始扰动 φ_0' 不敏感, 即满足 $O(\eta)\sim O(\varphi_0')$, 则表明在时刻 T, 动力学方程对初值不敏感, 是可预报的, 反之则是不可预报的. 当 φ_0' 很小时, 即 $\|\varphi_0'\|\ll\|\varphi_0\|$, 那么可得到预报增量与初始扰动的近似切线性关系:

$$\eta=K(\varphi_0+\varphi_0')-K(\varphi_0)\approx L_{\varphi_0,T}(\varphi_0'), \tag{2}$$

式中, $L_{\varphi_0,T}$ 为线性误差算子, R^n 空间的线性算子 $L_{\varphi_0,T}$ 即为一矩阵. (2)式是将预报过程看成一个非线性映射 $K:R^n\to R^n$, 不再考虑积分过程中的演变, 认为预报误差增量是由于初始小扰动由非线性映射而来, $L_{\varphi_0,T}$ 是对非线性映射的切线性化. 由奇异值分解理论可知(张永领等, 2006), 对任意向量 $L_{\varphi_0,T}$, 存在两个正交矩阵 U 和 V:

$$L = U\Lambda V^{\mathrm{T}}, \tag{3}$$

式中,

$$U = \begin{bmatrix} u_1(1) & u_1(2) & \cdots & u_1(n) \\ u_2(1) & u_2(2) & \cdots & u_2(n) \\ \vdots & \vdots & \vdots & \vdots \\ u_n(1) & u_n(2) & \cdots & u_n(n) \end{bmatrix},$$

$$\Lambda = \begin{bmatrix} \lambda_1 & 0 & \cdots & 0 \\ 0 & \lambda_2 & \cdots & 0 \\ \vdots & \vdots & \vdots & \vdots \\ 0 & 0 & \cdots & \lambda_n \end{bmatrix},$$

$$V = \begin{bmatrix} v_1(1) & v_1(2) & \cdots & v_1(n) \\ v_2(1) & v_2(2) & \cdots & v_2(n) \\ \vdots & \vdots & \vdots & \vdots \\ v_n(1) & v_n(2) & \cdots & v_n(n) \end{bmatrix}.$$

Λ是L的特征值($\lambda_1 \leqslant \lambda_2 \leqslant \cdots \lambda_n$)组成的对角矩阵, U和V分别是L左、右特征向量组成的矩阵. 每列u_i, v_i是R^n空间的一个向量, 全体构成一组标准正交基, 任一向量φ_0(或φ_T)可按此基展开, 一般称u_i为演化特征向量, v_i为初始特征向量. 可以证明, 对于特征值($\lambda_1 \leqslant \lambda_2 \leqslant \cdots \lambda_n$), λ_m(1, 2, 3, …, $m < n$)为初始误差前m个分量的最大放大倍数, 如果λ_m小于某个允许的阈值, 则可认为前m个分量对初值误差不敏感, 是可以预报的, 称为可预报分量. 剩下的n–m个分量即为混沌分量(丑纪范等, 2010). 这里定义由n个变量描述的30天预报的气象场, 在数值模式算子(线性假定)确定的一组标准正交基底张成的空间中(R^n维)的一个子空间R^m的m个变量, 对该模式的初值误差不敏感, 称为可预报的气象场特征. 对于n个变量描述的气象场, 由m个可预报变量(R^m)解释的方差, 称为该气象场的该R^m子空间的可预报度, 记为μ. 由于实际的数值模式非常复杂, 通过直接求得L的具体形式, 再计算特征值λ_i^2和标准化向量u_i, v_i计算量极其巨大, 必须通过其他方法来实现, 已有的CNOP方法的相关算法为其实现提供了可能途径.

1.2　CNOP 方法简介

在数值天气预报的可预报性研究中, 最快增长的扰动具有重要意义, 一般假定初始扰动很小, 可以利用数值模式的切线性模式得到初始扰动的发展. 但是采用切线性近似求得的初始扰动往往不能反映误差的非线性发展, 因此Mu等(2003)、穆穆等(2005)提出了条件非线性最优扰动(CNOP)的新方法, 该方法所定义的扰动为在一定约束条件下, 在预报时刻具有最大非线性发展的一类初始扰动. 具体的CNOP定义如下(穆穆等, 2005; Mu 等, 2003, 2006)

假定K_T是模式的传播算子, φ_0是初值为ψ_0的初始扰动, 当φ_0满足一定的约束条件, 即$\| \varphi_0 \| \leqslant \delta$时初始扰动$\varphi_{0\delta}^*$满足

$$J(\phi_{0\delta}^*) = \max_{\|\phi_0\| \leqslant \delta} \| K_T(\psi_0 + \phi_0) - K_T(\psi_0) \|. \tag{4}$$

称此初始扰动为条件非线性最优扰动, 显然在给定的约束条件下, $\varphi_{0\delta}^*$在预报时刻T具有最大的增量. 此方法是线性奇异向量在非线性框架下的推广, 利用该方法在模式上进行集合预报试验, 结果表明在快速增长的误差情况下, CNOP作为集合扰动的引入提高了集合平均预报的技巧, 并提高了集合预报的可靠性程度(Mu 和 Jiang, 2008). 同时, 该方法还被应用于研究ENSO的可预报性(Duan 等, 2008, 2009, Yu 等, 2012)及探讨海洋热盐环流(THC)的敏感性问题(Mu 等, 2004), 研究结果表明, CNOP方法是研究非线性系统可预报性和敏感性问题的有用工具之一, 并且将该方法用于目标观测研究也取得了很好的效果(穆穆等, 2007; 王斌和谭晓伟, 2009; Qin, 2010; Chen, 2011).

CNOP是满足一定的约束条件, 在预报时段内有最大增长的初始扰动, 因此该方法中的部分算法可以反其道而行之, 为计算满足一定的初始扰动条件下, 误差增长最小的情况提供便利. 近来, 王斌等(2009)发展了计算CNOP的免伴随算法, 李红祺等(2011)同样基于差分进化算法将CNOP扩展应用于陆面过程模式参数的优化工作中, 这些工作不仅避免了编写复杂模式的伴随模式的巨大工作量, 而且大大减小了计算量, 为在复杂的业务预报模式中提取可预报分量提供了可能. 本文在求解CNOP的免伴随算法的基础上, 对算法进行了改进, 应用于计算构建的目标函数极小值的过程之中.

可以将逐步求取模式可预报分量基底的过程(丑纪范等, 2010)化为如下无约束的极小值问题:

$$J(\varphi_0') = \lim_{p \to \infty} \Big[\min(\| k(\varphi_0 + \varphi_0') - k(\varphi_0) \|^2 + P(\| \varphi_0' \|^2 - 1)^2) \Big], \tag{5}$$

式中, P为相对于模式变量而言趋于无穷大的常数, 对

式(5)的目标泛函极小值, 可以利用免伴随快速算法进行求解, 即在数值模式中, 当初始扰动$\|\varphi_0'\|^2=1$时, 使得目标泛函$J(\varphi_0')$具有最小值. 求出v_1后, 可再求得

$$\begin{cases}\lambda_1=\dfrac{\|y_1'\|}{\|v_1\|},\\ \vec{u}_1=\dfrac{y_1'}{\lambda_1},\end{cases}\tag{6}$$

式中, 预报误差增量$y_1'=k(\varphi_0+\varphi_0')-k(\varphi_0)$. 同理可求得$v_2$的值, 只需要在以上过程中添加与$v_1$正交的约束条件即可. 此时

$$\begin{cases}\lambda_2=\dfrac{\|y_2'\|}{\|v_2\|},\\ \vec{u}_2=\dfrac{y_2'}{\lambda_2}.\end{cases}\tag{7}$$

在此处理过程中, 采用初始扰动与对应的误差增量直接线性映射的思想, 通过运行原模式, 无需运行切线性模式和伴随模式. 当λ_i超过误差增长的最大容许倍数后, 就可以确定出数值模式前m个可预报分量对应的向量基底.

1.3 可预报分量模式建立

可预报分量模式的建立可以通过以下途径实现, 在积分过程中将模式变量投影到可预报稳定分量的基底上, 再利用矩阵逆变换得到针对可预报分量的模式变量, 然后向前积分, 依次逐步变换积分即可. 在已有的模式基础上进行改进, 无需开发新模式, 使用方便且可移植性强. 其过程可简要表示如下:

$$\begin{aligned}&\text{正变换:}\quad R^n\to R^m,\psi=A\varphi,\\ &\text{逆变换:}\quad R^n\to R^m,\varphi=A^{\mathrm{T}}\psi,\end{aligned}\tag{8}$$

式中, A为数值模式稳定分量投影基底, φ为模式变量, ψ为模式变量在可预报分量上的投影. 设K为数值模式的积分算子, 稳定分量的预报方程即为

$$\psi_T=AKA^{\mathrm{T}}A\varphi_0.\tag{9}$$

2 相似误差订正方法及应用

相似误差订正法具有应用简便、可移植性强和适用范围广等优点, 可以在天气气候等各种时间尺度的预报方面进行应用. 目前, 对于该方法相似场选取的技术、误差订正间隔、相似更新周期及相似个数选取等方面已经进行了大量富有意义的研究(鲍名等, 2004; 任宏利和丑纪范, 2006, 2007), 并将该方法应用到中期预报和季节预测等方面(郑志海等, 2009; 杨杰等, 2011; 王启光等, 2011, 2012a), 取得了较好的应用效果.

2.1 延伸期可预报分量的相似误差选取方案

对于数值模式预报过程中选取相似的问题, D'Andrea 等(2000)尝试使用历史实况资料的 EOF 主要模态选取相似, 由于数值模式性能的限制, 在历史实况资料中提取的 EOF 空间主模态可能与数值模式预报场的 EOF 空间主模态差别比较大, 此时若在积分过程中将预报场投影到实况场提取的 EOF 正交基上, 很可能无法反映预报场的主要特征. 此外, 需要注意的是, 当前大气模式的自由度非常庞大, 并且模式对初值敏感, 如果直接利用模式的预报初始场在历史资料中选取相似, 基本不可能找到初值误差与原始初始场的误差相当的历史相似场. 因此对于延伸期预报而言, 这就难以得到较好的相似误差订正项. 不过, 如果在数值预报模式中求取可预报分量后, 将模式初始场各变量用自由度较小的$\varphi_{q\times1}$来近似代表, 则对所有初始场数据资料中j时刻模式的第i个可预报分量进行标准化后可得

$$\varphi_{ij}'=\frac{\varphi_{ij}-\overline{\varphi}}{\sqrt{\dfrac{1}{n}\sum_{j=1}^{n}(\varphi_{ij}-\overline{\varphi})^2}},\ i=1,\ 2,\cdots,q;\ j=1,\ 2,\cdots,\ n\tag{10}$$

式中, $\overline{\varphi}$代表历史资料中所有初始场的第i个可预报分量的均值, n表示初始场的数据资料个数. 则 2 个变量场之间的相似指数(A)可定义为

$$A=\sum_{i=1}^{q}(\varphi_{ij}'-\varphi_{ik}')^2,\tag{11}$$

式中, j和k分别表示 2 个不同时刻的可预报分量场. 分别计算出每个分量与历史资料场中对应的可预报分量的相似指数, 然后取平均得到整个可预报分量初始场的相似指数, 即初值相似指数(A_i). 相似指数越小, 代表这两个场越相似. 以上定义的初值相似指数是在可预报分量基底上计算获得的, 这比原始模式的自由度大为减小. 从投影到可预报分量基底上的历史资料中选取A_i较小的前n_q个相似场, 将这些相似场代入到可预报分量模式中进行积分, 然后在延伸期预报的t时刻, 用历史实况的可预报分量减去

模式预报的可预报分量值, 即可得到 t 时刻可预报分量模式的相似误差, 最后将 n_q 个相似误差求平均后作为可预报分量模式的预报误差, 从而进行模式积分过程的误差订正. 在 10~30 天的延伸期预报过程中, 由于提取可预报分量的过程每天进行一次, 因此初始相似的选取状态也每天更新一次, 即在历史资料中再重新选取 n_q 个相似场.

2.2　混沌分量的集合预报方法

在数值模式中提取可预报分量之后, 模式变量将有一部分混沌分量被滤除, 本节对可预报分量进行相似误差订正时, 考虑到第 i 个历史资料中的可预报分量相似场$\varphi_i(0)$在预报时刻 t 有相应的可预报分量的预报场$\varphi_i(t)$, 此时刻历史资料对应的实况场设为$\psi_i(t)$, 将该时刻的模式的混沌分量定为 $\phi_i(t)=\psi_i(t)-\varphi_i(t)$, 对选取的 n_q 个相似场得到的模式混沌分量进行集合平均, 可以得到相似误差订正方法下的数值模式的混沌分量 $\bar{\phi}(t)$:

$$\bar{\phi}(t)=\frac{\sum_{i=1}^{n_q}\phi_i(t)}{n_q}. \tag{12}$$

该方法得到的混沌分量, 在一定程度上考虑了相似的初始流型条件下, 模式混沌分量的可能分布情况.

3　延伸期可预报分量模式建立及预报流程

3.1　基于可预报分量模式的延伸期预报流程

本文主要根据图 1 的流程, 在现有数值模式基础上建立针对 10~30 天的可预报分量模式, 并结合历史资料对可预报分量模式进行积分过程的相似误差订正. 对混沌分量则利用历史相似资料中的混沌分量的信息进行集合平均得到. 图 1 所示基于可预报分量模式的延伸期预报流程主要包含以下 5 步:

第 1 步: 利用免伴随快速算法提取数值模式在给定初始场条件下 10~30 天延伸期的逐日可预报分量基底.

第 2 步: 针对延伸期预报的第 $t(10\leqslant t\leqslant 30)$天, 将数值模式初始场和历史资料场分别在可预报分量基底上投影, 利用式(10)和(11)在历史资料中选取可预报分量初始场的 n_q 个历史可预报分量相似场.

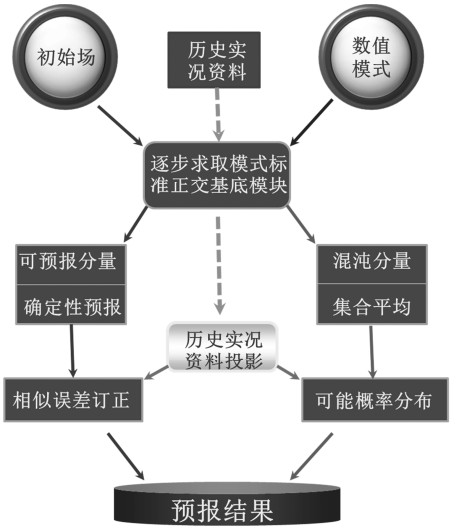


图 1　基于可预报分量模式的 10~30 天延伸期预报流程

第 3 步: 对可预报分量初始场及其 n_q 个相似场采用式(8)和(9)的变换在数值模式中进行积分预报, 将 t 天的相似可预报分量实况减去历史相似场的预报结果, 得到 n_q 个可预报分量的历史相似误差, 利用这些误差的算术平均值对当前可预报分量模式的预报结果进行订正.

第 4 步: 利用 2.2 节介绍的方法对混沌分量进行计算.

第 5 步: 将相似误差订正后可预报分量与混沌分量两部分相加, 得到基于可预报分量的延伸期的预报结果.

3.2　基于 Lorenz 模式的初步试验

对于图 1 所示的预报流程首先采用 Lorenz 模式进行试验, 以便检验系统的可行性和有效性. 本节在 Lorenz 模式产生的长度为 20000 的数据集中随机选取 (0.21494, −3.40148, 25.52086), (0.7915, 0.949, 15.8349)和(−10.8605, −14.9779, 24.44)(分别记为 I1, I2, I3)三个点作为初值进行相关试验. 为提高计算效率, 在计算过程中每隔 10 步提取一次可预报分量基底, 即此处 t=1 时代表积分步长 steps=10, 类比于实际大气 12 h. 图 2 为采用免伴随快速算法计算得到的 Lorenz 模式不同初值条件下误差算子随时间演化情况.

从图 2 可以看出, 误差增长算子特征值在不同的向量方向增长速度差别很大, 其中λ_3 对应了模式积分过程中误差增长最快的方向分量. Lorenz 模式试验

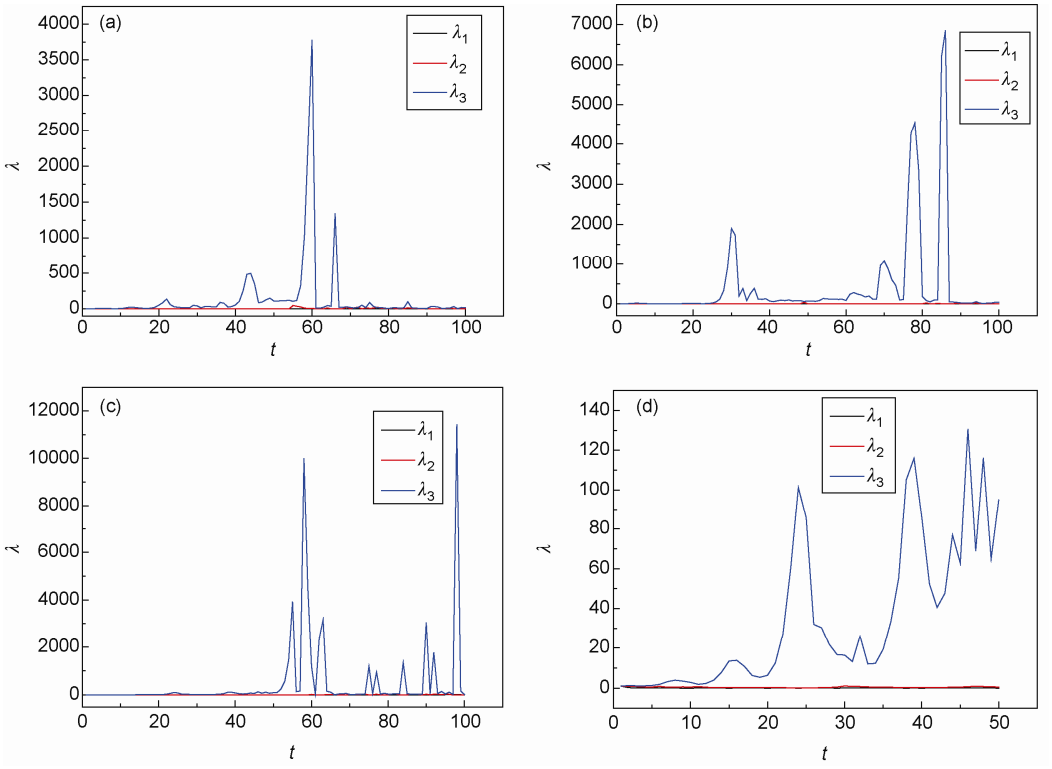


图 2　不同初值条件下 Lorenz 模式误差算子特征值演化情况

(a) 初值 I1; (b) 初值 I2; (c) 初值 I3; (d) 初值 I3 前 500 步

结果还表明不同初值条件下相同初始误差所产生的误差增长是不同的, 对以上三个初值而言, I2 的误差增长最快的方向出现局部峰值的时间比较早, λ_3 在积分 300 步以前即接近 2000, 这与数值模式在不同流型下可预报性不同是一致的. 因为 λ_3 在积分过程中值域范围很大, 为了解另外两个向量方向 λ_1 和 λ_2 的演化状况, 图 2(d)展示了 I3 条件下模式前 500 步误差算子特征值的增长情况, 可以发现 λ_3 仅在前 100 步左右小于 10, 而 λ_1, λ_2 基本处于 1 左右, 表示其对应的初始向量方向误差基本不增长. 文中还分别计算了不同 λ_i 对应的模式分量所占的解释方差, 并取 $\lambda_i \leqslant 10$ 对应的向量为不同初值条件下 Lorenz 模式的可预报分量, 计算了各自的可预报度 μ (丑纪范等, 2010)演化情况(图 3).

图 3(a)是 I1 条件下不同 λ_i 对应的各分量的解释方差, λ_i 对应的分量解释方差在模式积分 800 步以前所占的解释方差明显比其他两个分量要大, 基本维持在 0.8 左右, λ_1 和 λ_3 在此过程中所占解释方差较小, 特别是误差增长最快的 λ_3 对应的分量, 所占解释方差在前 800 步基本维持在 0.1 以下, 因此易知在积分过程中将该方向滤除, 将会改善模式预报效果. 图 3(b)中给出了 I1 条件下模式的可预报度 μ, 可以发现 μ 在模式积分的前 550 步基本维持在 0.8 以上, 代表了提取模式可预报分量进行预报, 可以给出预报变量所包含的大部分信息. 图 3(c)为初值 I2 条件下各分量解释方差, 各分量解释方差情况与 I1 类似, λ_2 对应的方向仍然占最大的比重. 该初值条件下模式在 800 步以前的可预报度基本都在 0.9 以上. I3 条件下的各分量解释方差如图 3(e)所示, 此时 λ_1 对应的分量在积分过程中解释方差比前两种情况要大, 基本维持在 0.2 左右, 而 λ_3 在积分过程的前 600 步解释方差仍然接近于 0, 这为提取可预报分量进行预报提供了良好的基础, 模式变量在 600 步以前的可预报度维持在 0.9 以上. 综上所述, Lorenz 模式三初值条件下不同分量的解释方差的具有较为一致演化特征, 误差增长最快方向对应的分量在模式预报开始的一段时间内所占的比重往往比较小, 为该段时间内建立可预报分量模式进行有效预报提供了依据.

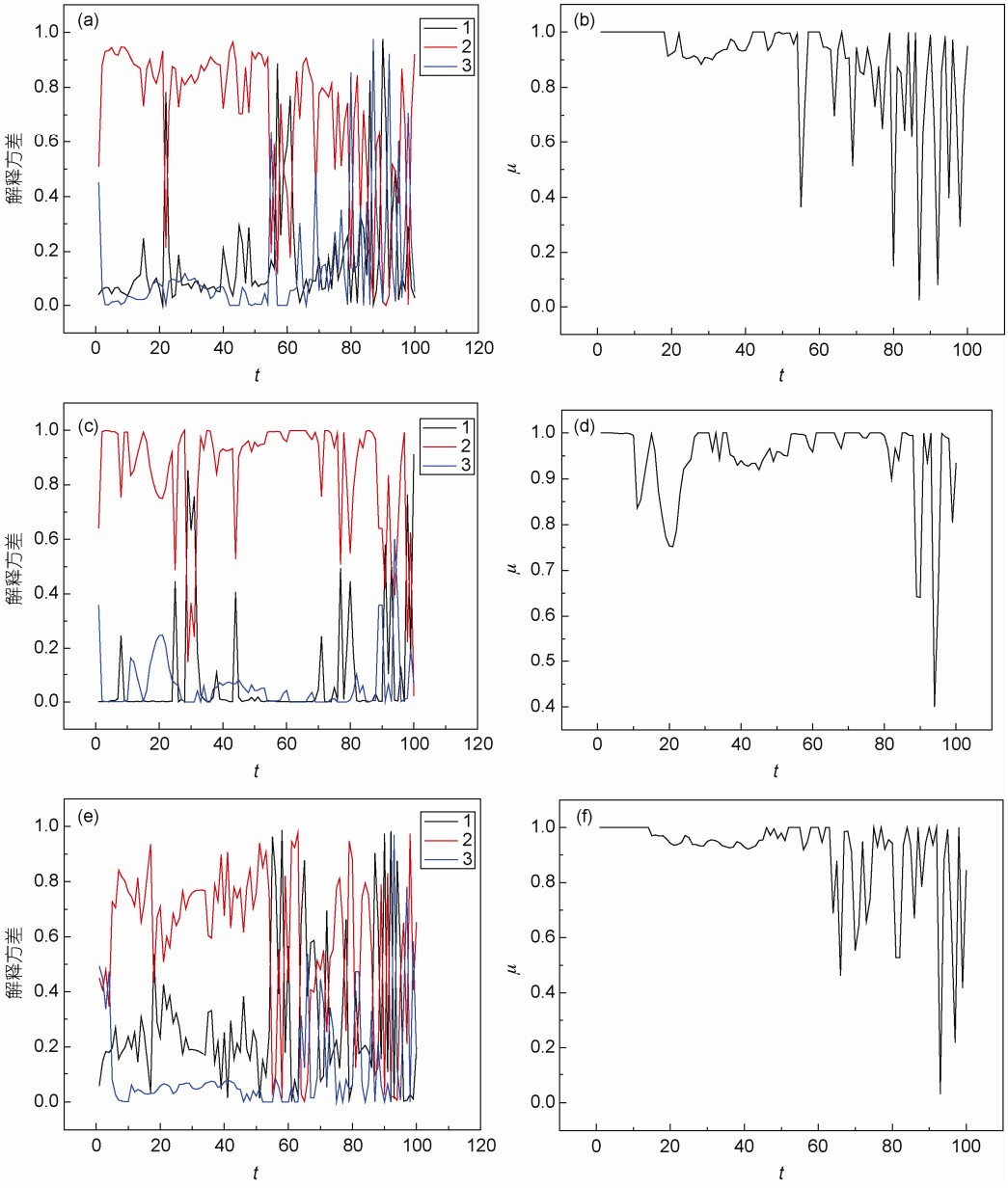


图 3　不同初值条件下 Lorenz 模式各分量解释方差和可预报度μ

(a) , (b) 初值 I1 条件下; (c), (d) 初值 I2 条件下; (e), (f) 初值 I3 条件下

基于以上三初值条件下 Lorenz 模式预报误差增长及可预报度情况的分析, 采用图 1 所示流程对该模式进行了数值试验, 其中历史资料数据集长度为 20000. 计算中取 δ=10.0, b=8/3, r=28, 积分步长 Δh=0.01, 对 Lorenz 模式的控制参数 r 采用了大小为 0.01 的微小扰动, 以模拟数值模式自身存在的误差. 这里对 Lorenz 系统采用如下定义的相对预报误差 $R(T)$,

$$R(T)=\left[\frac{(X_F(T)-X_R(T))^2+(Y(T)_F-Y_R(T))^2+(Z(T)_F-Z_R(T))^2}{(X_R(T))^2+(Y_R(T))^2+(Z_R(T))^2}\right]^{1/2}, \tag{13}$$

式中, T 为预报时间, F 代表预报, R 代表实况. 由大量的预报试验发现, 当 $R(T)$超过 1.0 时, 预报就已经失效了, 所以将此时对应的时间作为预报临界时间 T_C, 到达该时刻后预报将失去意义. 计算出的原始模式

和可预报分量模式的预报临界时间(王启光等, 2012b) T_C 见表 1.

表 1　不同初值条件下 Lorenz 模式及其可预报分量模式的 T_C

初值	初值扰动量	原始模式 T_C	可预报分量模式 T_C
I1	0.1	4.11	5.21
I2	0.1	2.61	4.81
I3	0.1	3.71	5.71

表 1 结果表明结合相似误差订正方法的可预报分量模式比原始模式预报效果更佳, 在给定的预报时段内可预报分量模式的 T_C 明显大于原始模式. 其中 I1 条件下 T_C 由原始模式的 4.11 增大为 5.21, 即表示模式在存在大小为 0.1 的初始扰动时, 可预报步数提高了 110 步. 同样, I2 和 I3 条件下, 可预报分量模式将模式变量的可预报步数分别提高了 220 步和 200 步.

4　延伸期业务模式数值试验

本节利用 2007~2010 年 12 月 1 日 12 时(UTC)的 4 个独立的初始场, 主要比较预报结果中 10~30 天延伸期时段内 500 hPa 的位势高度场情况. 将基于可预报分量模式的延伸期预报结果与 T63L16 原始模式的预报结果进行对比. 考虑到相似误差订正方法的效率, 文中选取了 4 个相似场(任宏利和丑纪范, 2006), 选取相似场的时段为在历史资料中的预报时刻的前后 3 天. 采用了面积加权距平相关系数(ACC)和均方根误差(RMSE, 单位: 位势米(gmp))作为结果的检验标准, 检验仍针对全球(GLO, 90°N~90°S, 0°~360°E), 北半球热带外地区(NHE, 20°~90°N, 0°~360°E), 南半球热带外地区(SHE, 20°~90°S, 0°~360°E)和热带地区(TRO, 20°N~20°S, 0°~360°E)4 个区域进行. 文中气候平均态采用 1971~2000 年的 NCEP 再分析资料进行计算得到.

4.1　延伸期逐日位势高度场预报

本节首先以全球和北半球热带外地区为例, 考察经过相似误差订正后的可预报分量模式(stab)和 T63 原始模式(ctrl)延伸期逐日预报效果. 图 4 给出了 500 hPa 高度场 stab 及 ctrl 预报与实况的比较情况. 该层次高度场在 10~30 天延伸期时段内 stab 预报的效果相对 ctrl 要好, 其中 2008 年与 2010 年提高的较为明显. 2008 年 stab 的预报与实况的 ACC 在 10~30 天时段内基本维持在 0.2 以上; 2010 年 stab 的 ACC 提高更为显著, 基本维持在 0.4 以上. 在 10~20 天的预报时段内, 2007 年和 2009 年的 ACC 基本都有所提高, 但对于延伸期最后 10 天的预报结果进行检验, stab 相对于 ctrl 并没有提高. 这一方面可能是因为该时段距起报时间较长, 提取可预报分量过程中预报误差增长受模式误差影响较大, 提取的可预报分量不能较准确地反映初始误差的增长情况; 另一方面, 对于 10~30 天延伸期时间尺度, 初值和边值都有非常重要的作用, 特别是随着预报时间的增长, 初值信息逐渐耗散, 外强迫的作用逐渐增强, 因此仅根据初值的相似性进行相似误差订正对较长时段可能会产生比较大的偏差.

从 RMSE 来看, 各年份 RMSE 减小的时段和 ACC 提高时段基本吻合, 并且 stab 和 ctrl 逐日 RMSE 的演化规律比较类似, 这一结果表明 stab 具有比较好的预报效果, 可以在一定程度上提高延伸期大气环流预报技巧.

4.2　延伸期平均位势高度场预报

为了更为全面地了解可预报分量模式在延伸期不同时段的效果, 以及比较 stab 在全球不同区域相对于 ctrl 的预报技巧改进情况, 本节将 10~30 天延伸期按照 10~20 天, 21~30 天和 10~30 天三个时段进行划分, 研究不同时段内 ctrl 和 stab 对环流平均场的预报效果. 每一个时段分别比较了全球、北半球热带外地区、南半球热带外地区和热带地区的预报结果.

图 5(a)和(b)给出了 10~20 天时段内的 500 hPa 高度场预报与实况 ACC 及 RMSE, 从全球范围来看, stab 比 ctrl 的预报与实况 ACC 有了较明显的提高, 从 0.13 提高到 0.41; 北半球热带外地区预报与实况 ACC 从−0.05 提高到 0.30; 南半球热带外地区 stab 预报与实况 ACC 为 0.05, 仅比 ctrl 提高了 0.04; 热带地区预报与实况 ACC 从 0.02 提高到 0.31. 同时, 对于不同区域 RMSE, stab 比 ctrl 都有一定的减小.

21~30 天时段内预报与实况的比较如图 5(c)和(d)所示. 对于该时段, stab 比 ctrl 的预报与实况 ACC 在全球、北半球热带外地区、热带地区都有所较明显提高. 但是对于南半球热带外地区, stab 比 ctrl 预报效果略差, 这在 RMSE 的比较中也呈现出同样的规律.

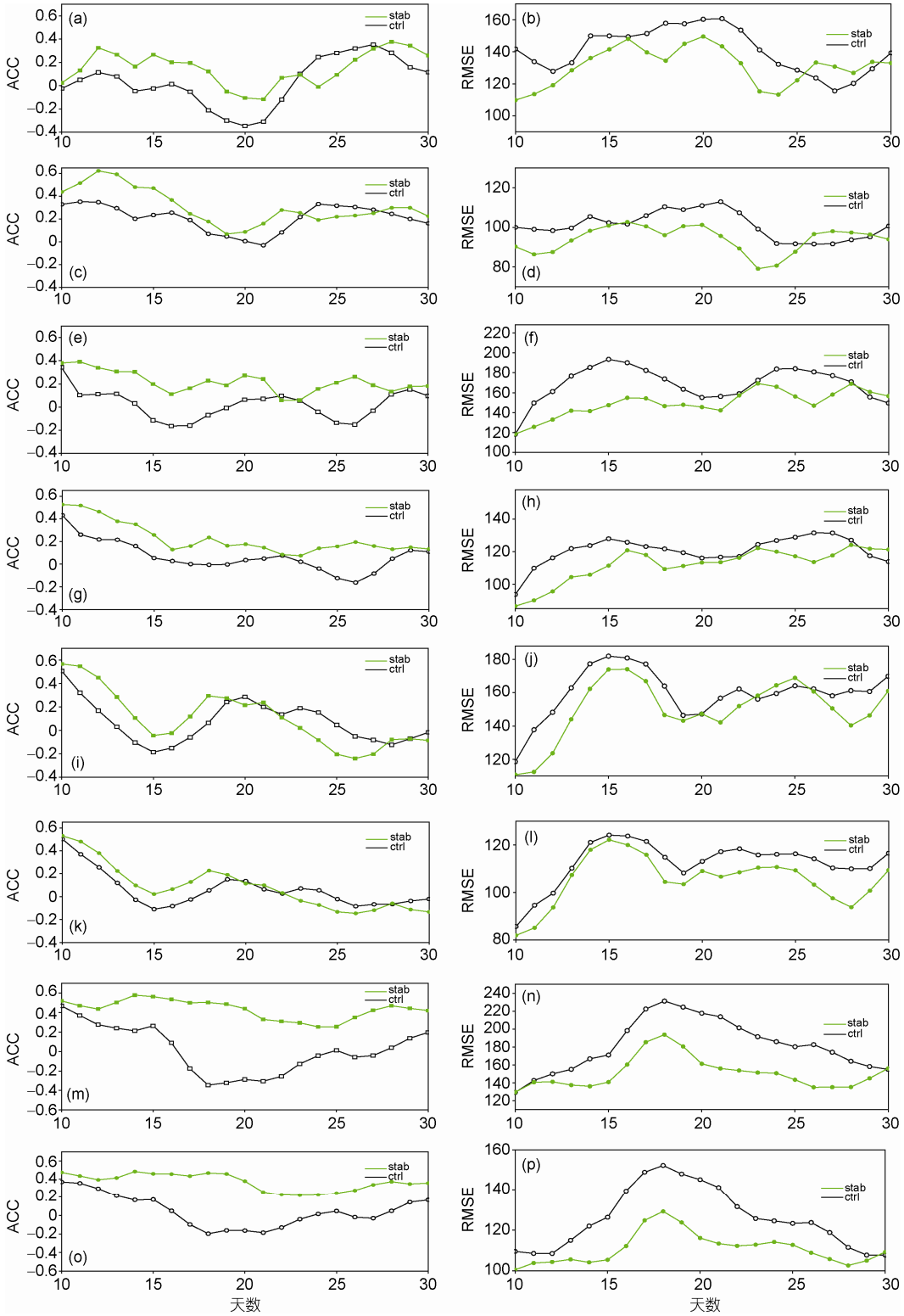


图 4　2007~2010 年北半球热带外地区和全球 500 hPa 高度场逐日预报与实况 ACC, RMSE

(a)~(d) 2007 年; (e)~(h) 2008 年; (i)~(l) 2009 年; (m)~(p) 2010 年. (a), (b), (e), (f), (i), (j), (m), (n) 北半球热带外地区; (c), (d), (g), (h), (k), (l), (o), (p) 全球

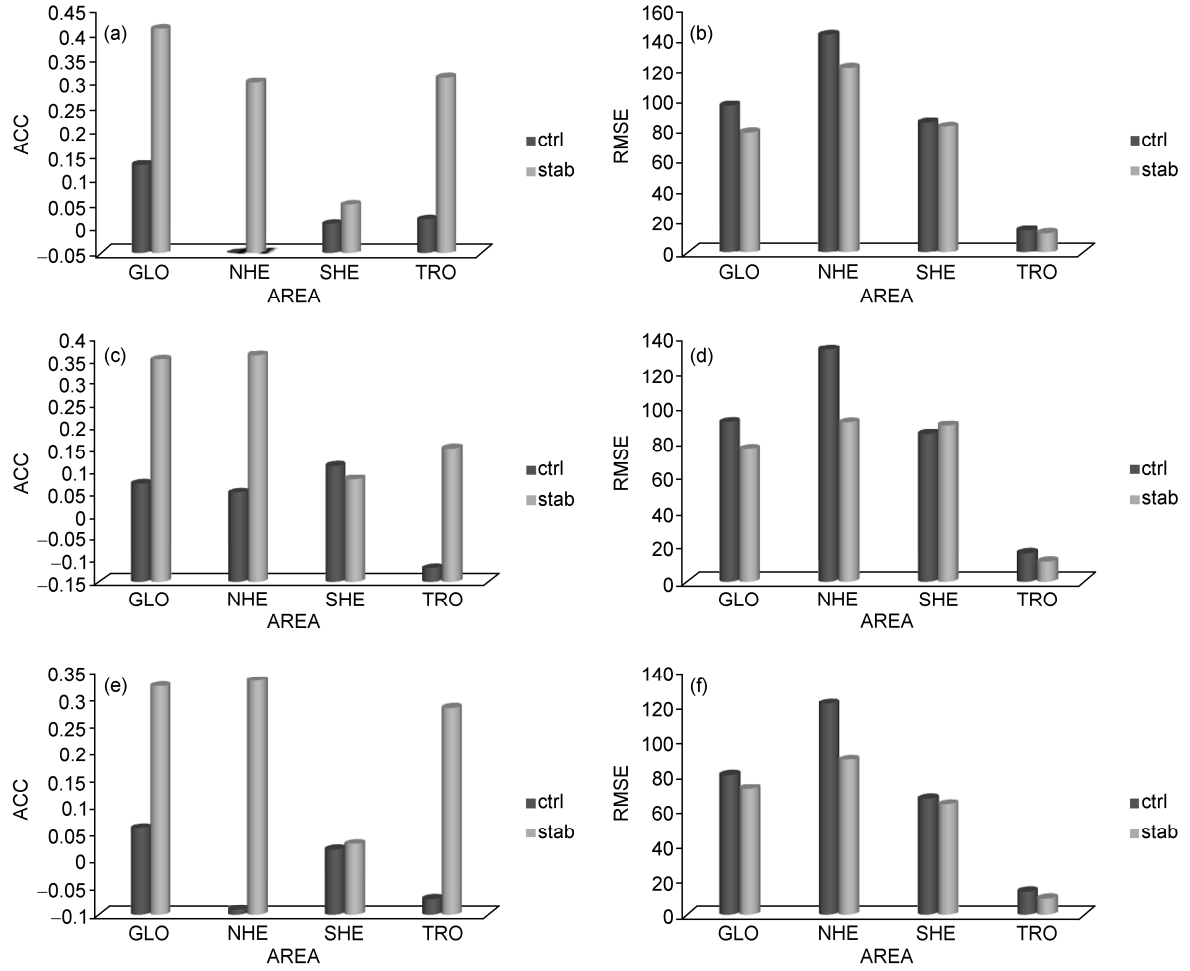


图 5　4 个个例平均 500 hPa 高度场预报与实况 ACC 及 RMSE

(a), (b) 10~20 天; (c), (d) 21~30 天; (e), (f) 10~30 天

10~30 天 500 hPa 平均环流场的预报效果比较如图 5(e)和(f)所示. 总体而言, stab 的预报与实况 ACC 在全球范围较 ctrl 有所提高, 从 0.06 提高到 0.32. 对于三个分区域而言, stab 的 ACC 比 ctrl 也都有一定提高, 其中北半球热带外地区和热带地区提高较明显, 而南半球热带外地区的预报技巧改善较小. 从图 5 可以看出, stab 对预报技巧的改进存在一定的区域差异, 对于北半球热带外地区和热带地区的预报技巧提高相对较好, 而对于南半球热带外地区的预报技巧提高有限. 文中数值试验时段是北半球冬季, 相对而言北半球冬季大气环流形势较为稳定, 可预报性较好, 在进行可预报分量基底求取时更有利于保留相对较多的该区域的可预报信息. 并且大气环流在冬季具有更为稳定的形式, 可以提供相对较多的相似信息, 因此在进行相似误差订正时北半球回报效果也会得到相对较好的改善.

为了更为细致比较模式不同尺度变量在 stab 中的作用, 图 6 给出了 4 例平均的全球不同尺度波的预报效果. 总体而言, 0 波及 1~3 波在 ctrl 和 stab 中预报效果普遍较好, stab 预报和实况 ACC 相较于 ctrl 提高比较明显, 其中 0 波和 1~3 波 ACC 分别提高了 0.11 和 0.49. 这说明对可预报分量进行提取及其相似误差订正过程中, 比较准确地抓住了环流场的特征, 数值模式的可预报分量在一定程度上和实际大气的大尺度缓变分量相符合. 在对全球不同尺度波预报效果的比较中可以发现, 1~3 波 stab 的预报效果, 经过积分过程中的相似误差订正后, 无论是从 ACC 还是从 RMSE 上来比较, 都比 4~9 波的要好, 这说明经过相

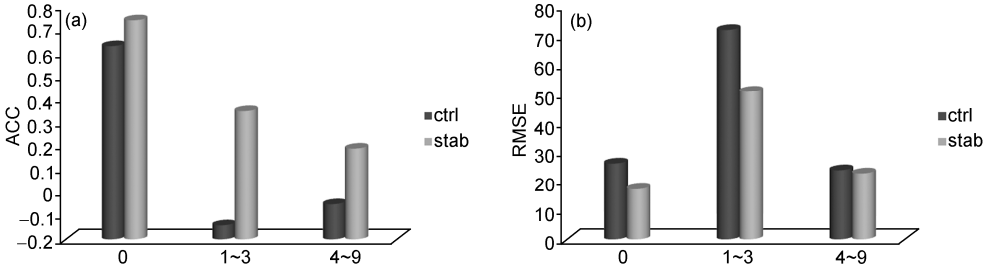


图 6　4 个个例 10~30 天不同尺度波预报与实况 ACC 及 RMSE

似误差订正的可预报分量模式, 可以在一定程度上弥补数值模式自身的缺陷, 订正模式描述实际大气不准确所导致的系统性偏差. 这与提取可预报分量的方法相互配合, 分别针对数值预报模式的初始误差和模式误差进行改进, 因此可以获得更高的预报技巧.

5　小结

本文基于新的理念和新的方法进行延伸期预报的探索. 在已有的国家气候中心月动力延伸预报模式的基础上, 根据提取可预报分量的原理, 借鉴了 CNOP 相关算法, 从数值模式预报变量误差增长的角度出发, 发展了在实际大气模式中提取可预报分量的实用方法. 通过免伴随快速算法在数值模式预报过程中提取可预报性较高的可预报分量, 在现有数值预报模式基础上建立了 10~30 天延伸期可预报分量模式, 避免小尺度分量预报误差的快速增长对预报效果的影响. 文中对 10~30 天延伸期可预报分量模式借鉴动力-统计相结合的原理, 发展了针对可预报分量模式的相似误差订正技术, 降低了相似判断过程中变量的维数, 在一定程度上弥补了模式误差对预报结果的影响; 对混沌分量利用历史资料的统计信息进行估算, 进一步完善了基于可预报分量的 10~30 天延伸期预报模式, 数值试验结果表明该模式可以提高延伸期大气环流场的预报水平. 本文所用方法在进行相似误差订正的过程中, 目前仅考虑到利用初值的相似性, 但是对于延伸期预报而言, 也需要考虑海温等外强迫的相似性, 同时可能还要考虑某些关键可预报源(如 MJO)的相似性等, 这对改善延伸期预报技巧将会有所帮助, 这在今后工作中将逐步完善.

本文方法以现行的业务模式为出发点, 将其作为子程序调用, 无需作任何修改, 技术上不难实现. 开发的程序模块具有良好的可移植性, 适用于任何数值预报模式. 文中取得的研究成果在 10~30 天延伸期预报中具有良好的业务应用前景.

参考文献

鲍名, 倪允琪, 丑纪范. 2004. 相似-动力模式的月平均环流预报试验. 科学通报, 49: 1112–1115
曹鸿兴. 1993. 大气运动的自忆性方程. 中国科学 B 辑, 23: 104–112
丑纪范, 郑志海, 孙树鹏. 2010. 10~30 天延伸期数值天气预报的策略思考——直面混沌. 气象科学, 30: 569–573
丑纪范. 1974. 天气数值预报中使用过去资料的问题. 中国科学 A 辑, 6: 635–644
丑纪范. 1979. 长期数值天气预报的若干问题. 中长期水文气象预报文集. 北京: 水利电力出版社
丑纪范. 1986. 为什么要动力-统计相结合——兼论如何结合. 高原气象, 5: 367–372
丑纪范. 2002. 大气科学中的非线性与复杂性. 北京: 气象出版社
龚建东, 李维京, 丑纪范. 1999. 集合预报最优初值形成的四维变分同化方法. 科学通报, 44: 1113–1116
顾震潮. 1958. 天气数值预报中过去资料的使用问题. 气象学报, 29: 176–184
黄建平, 丑纪范. 1989. 海气耦合系统相似韵律现象的研究. 中国科学 B 辑, 19: 1001–1008
黄建平, 王绍武. 1991. 相似-动力模式的季节预报试验. 中国科学 B 辑, 21: 216–224
李红祺, 郭维栋, 孙国栋, 等. 2011. 条件非线性最优扰动方法在陆面过程模式参数优化中的扩展应用初探. 物理学报, 60: 019201
李志锦, 纪立人. 1996. 实际预报可预报性的时空依赖性分析. 大气科学, 20: 290–297

穆穆, 段晚锁. 2005. 条件非线性最优扰动及其在天气和气候可预报性研究中的应用. 科学通报, 50: 2695–2701
穆穆, 王洪利, 周菲凡. 2007. 条件非线性最优扰动方法在适应性观测研究中的初步应用. 大气科学, 31: 1102–1112
邱崇践, 丑纪范. 1987. 改进数值天气预报的一个新途径. 中国科学 B 辑, 17: 903–910
任宏利, 丑纪范. 2005. 统计-动力相结合的相似误差订正法. 气象学报, 63: 988–993
任宏利, 丑纪范. 2007. 动力相似预报的策略和方法研究. 中国科学 D 辑: 地球科学, 37: 1101–1109
任宏利, 丑纪范. 2006. 在动力相似预报中引入多个参考态的更新. 气象学报, 64: 315–324
王斌, 谭晓伟. 2009. 一种求解条件非线性最优扰动的快速算法及其在台风目标观测中的初步检验. 气象学报, 67: 175–188
王启光, 封国林, 郑志海, 等. 2011. 长江中下游汛期降水优化多因子组合客观定量化预测研究. 大气科学, 35: 287–297
王启光, 封国林, 支蓉, 等. 2012a. 长江中下游汛期降水数值预报业务模式误差场预报研究. 气象学报, 70: 789–796
王启光, 封国林, 郑志海, 等. 2012b. 基于 Lorenz 系统提取数值模式可预报分量的初步试验. 大气科学, 36: 539–550
杨杰, 王启光, 支蓉, 等. 2011. 动态最优多因子组合的华北汛期降水模式误差估计及预报. 物理学报, 60: 029204
张培群, 丑纪范. 1997. 改进月延伸预报的一种方法. 高原气象, 16: 376–388
张永领, 吴胜安, 丁裕国, 等. 2006. SVD 迭代模型在夏季降水预测中的应用. 气象学报, 64: 121–128
郑志海, 任宏利, 黄建平. 2009. 基于季节气候可预报分量的相似误差订正方法和数值实验. 物理学报, 58: 7359–7367
郑志海. 2010. 基于可预报分量的 6~15 天数值天气预报业务技术研究. 博士学位论文. 兰州: 兰州大学
Boer G J. 1984. A spectral analysis of predictability and error in an operational forecast system. Mon Weather Rev, 112: 1183–1197
Boer G J. 2003. Predictability as a function of scale. Atmos-Ocean, 41: 203–215
Chen B Y. 2011. Observation system experiments for typhoon Nida (2004) using the CNOP method and DOTSTAR data. Atmos Ocean Sci Lett, 4: 118–123
D'Andrea F, Vautard R. 2000. Reducing systematic errors by empirically correcting model errors. Tellus, 52A: 21–41
Duan W S, Liu X, Zhu K Y, et al. 2009. Exploring initial errors that cause a significant spring predictability barrier for El Nino events. J Geophys Res, 114: C04022
Duan W S, Xu H, Mu M. 2008. Decisive role of nonlinear temperature advection in El Nino and La Nina amplitude asymmetry. J Geophys Res, 113: C01014
Feng G L, Dong W J, Jia X J. 2004. Application of retrospective time integration scheme to the prediction of torrential rain. Chin Phys, 13: 413–422
Feng G L, Dong W J. 2003. Evaluation of the applicability of a retrospective scheme based on comparison with several difference schemes. Chin Phys, 12: 1076–1086
Feng G L, Cao H X, Gao X Q, et al. 2001. Prediction of precipitation during summer monsoon with self-memorial model. Adv Atmos Sci, 18, 701–709
Lorenz E N. 1963. Deterministic nonperiodic flow. J Atmos Sci, 20: 130–141
Lorenz E N. 1969. Atmospheric predictability as revealed by naturally occurring analogues. J Atmos Sci, 26: 636–646
Mu M, Duan W S, Wang B. 2003. Conditional nonlinear optimal perturbation and its applications. Nonlinear Process Geophys, 10: 493–501
Mu M, Duan W S, Xu H, et al. 2006. Applications of conditional nonlinear optimal perturbation in predictability study and sensitivity analysis of weather and climate. Adv Atmos Sci, 23: 992–1002
Mu M, Jiang Z N. 2008. A new method to generate the initial perturbations in ensemble forecast: Conditional nonlinear optimal perturbations. Chin Sci Bull, 53: 2062–2068
Mu M, Sun L, Dijkstra H A. 2004. Sensitivity and stability of thermolhaline circulation of ocean to finite amplitude perturbations. J Phys Oceanogr, 34: 2305–2315
Qin X H. 2010. The sensitive regions identified by the CNOPs of three typhoon events. Atmos Ocean Sci Lett, 3: 170–175
Saha S, van den Dool H M. 1988. A measure of the practical limit of predictability. Mon Weather Rev, 116: 2522–2526
van der Dool H M. 1989. A new look at weather forecasting through analogues. Mon Weather Rev, 117: 2230–2247
Yu Y, Mu M, Duan W S. 2012. Does model parameter error cause a significant "spring predictability barrier" for El Niño events in the Zebiak-Cane model? J Clim, 25: 1263–1277