第16卷第1期 气候与环境研究 Vol. 16 No. 1
2011 年 1 月 Climatic and Environmental Research Jan. 2011

张贺，林朝晖，曾庆存. 2011. 大气环流模式中动力框架与物理过程的相互响应［J］. 气候与环境研究，16（1）：15－30. Zhang He，Lin Zhaohui，Zeng Qingcun. 2011. The mutual response between dynamical core and physical parameterizations in atmospheric general circulation models［J］. Climatic and Environmental Research (in Chinese)，16（1）：15－30.

大气环流模式中动力框架与物理过程的相互响应

张贺[1,2] 林朝晖[1] 曾庆存[1]

1 中国科学院大气物理研究所国际气候与环境科学中心，北京 100029
2 中国科学院研究生院，北京 100049

摘 要 用大气环流模式CAM3.1和IAP AGCM4.0对模式中动力框架与物理过程之间的相互作用及响应关系进行了初步探讨。选用理想的物理过程（Held-Suarez强迫）及完整物理参数化方案，分别对两个模式积分了60 d。试验表明，动力框架与物理过程之间的相互响应在低纬对流层和高纬对流层中上层有着较大的区别。在低纬对流层，动力框架及物理过程产生的温度倾向都有着较大的变率，对总的温度倾向的变率均有较大的贡献，且二者之间为相互补偿的反相关关系；在高纬对流层的中上层，总的温度倾向的变化主要依赖于动力框架的贡献，物理过程造成的倾向变化很缓慢，可近似地看做定常的强迫，且物理过程产生的温度倾向与动力框架产生的温度倾向之间为正位相的响应关系。此外，还对各个物理参数化方案之间的相互作用及响应关系进行了分析。结果表明，在所有过程中，湿过程所引起的温度倾向的变化最为显著，对总的物理过程倾向的贡献也最大；在高纬地区，长波辐射冷却也有较大的变率；短波辐射加热率及垂直扩散加热率的变化相对较小；长波辐射冷却和短波辐射加热之间为近似负反馈的响应关系。

关键词 大气环流模式 动力框架 物理过程 Held-Suarez检验
文章编号 1006－9585（2011）01－0015－16 **中图分类号** P436 **文献标识码** A

The Mutual Response between Dynamical Core and Physical Parameterizations in Atmospheric General Circulation Models

ZHANG He[1,2], LIN Zhaohui[1], and ZENG Qingcun[1]

1 *International Center for Climate and Enviroment Sciences, Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing* 100029
2 *Graduate University of Chinese Academy of Sciences, Beijing* 100049

Abstract A study of the interaction and mutual response between dynamical core and physical parameterizations by atmospheric general circulation models CAM3.1 and IAP AGCM4.0 is presented. Both the two models were integrated 60 d with ideal physics (Held-Suarez forcing) and with full physical package, respectively. The results show that the mutual responses between dynamical core and physical parameterizations are very different in the troposphere at low latitudes and high latitudes. In the tropical troposphere, the variability of temperature tendency due to dynamical core and that due to physical parameterizations are both large and have significant contributions to the variability of total temperature tendency, and they are in inverse correlation to compensate each other. In the polar

收稿日期 2009－12－20收到，2010－10－28收到修定稿
资助项目 国家重点基础研究发展计划项目2010CB951901，中国科学院知识创新工程重要方向项目KZCX2-YW-217，国家自然科学基金重点项目40830103
作者简介 张贺，男，博士，助理研究员，主要从事大气环流模式的设计及模拟研究。E-mail：zhanghe@mail.iap.ac.cn

middle and upper troposphere, the variability of total temperature tendency mainly relies on the tendency due to dynamical core, while the variation of temperature tendency due to physics is very slow, which can be seen as a stationary forcing. Unlike the tropical regions, there is a positive correlation between the temperature tendency due to dynamics and that due to physics in polar regions. Moreover, the interactions and mutual responses between the individual physical parameterizations are also analyzed. The results show that the variation of temperature tendency due to moist process is the largest of all the physical parameterizations, and it contributes most to the total temperature tendency due to physics. The variation of temperature tendency due to long wave radiation is also large at high latitudes, while the variation of temperature tendency due to short wave radiation and that due to vertical diffusion are relatively small. There is a negative feedback between the cooling rate of long wave radiation and the heating rate of short wave radiation.

Key words atmospheric general circulation model, dynamical core, physical parameterizations, Held-Suarez proposal

1 引言

大气环流模式通常可分为动力框架与物理过程两个主要部分的绝热部分。动力框架部分主要是对不含源汇项的模式方程进行离散化，并采用数值方法进行求解；而物理过程则是用来计算有关能量的源汇项。由于许多对大气能量收支有重要影响的物理过程，如深对流、垂直涡旋扩散等是空间尺度远小于模式分辨率的次网格过程，因此我们必须采用参数化的方法，将各种小尺度的输送及传递过程的统计效果，用可以通过模式显式求解的大尺度变量来表示。物理过程即是各种物理参数化方案集合起来的统称。模式中的动力框架与物理过程可用下式简单的表示：

$$\frac{\partial \psi}{\partial t} = D(\psi) + P(\psi), \tag{1}$$

其中，ψ为模式预报量，主要包括温度、纬向风、经向风、比湿等，D代表动力框架部分产生的倾向，P则代表物理过程产生的倾向。模式中的动力框架部分即是计算（1）式中的$D(\psi)$，而物理过程部分则是计算$P(\psi)$，此外物理过程部分还计算一些诊断量，如降水、辐射通量等。动力框架部分和物理过程部分算得的倾向相加即得到预报量总的倾向，用以对预报量进行积分。

早期，大气环流模式的发展主要集中于动力框架部分数值方案的设计。20世纪50年代，Phillips（1956，1959）提出了一个可以对球面原始方程进行长期稳定积分的可行性方案，为之后全球大气环流模式的发展奠定了基础。目前，大气环流模式的动力框架部分已经发展得较为成熟，形成了有限差分、谱转换、半拉格朗日、有限体积等多种数值求解方案。相比而言，物理参数化方案的发展还不是很完善，人们对许多物理过程的一些细节以及不同物理过程之间的相互作用的理解还不够透彻。大气环流模式中的物理过程主要包括辐射、湿对流、云物理过程、垂直湍流扩散、次网格地形拖曳等。为了便于模式的发展，这些不同的过程通常作为程序中一个个单独的模块（module）独立研制和发展。这样做的缺点是不易正确描述不同参数化方案之间的相互作用，如对流和云物理过程（Tiedtke，1993），也不易描述不同过程间的平衡关系，如动力过程与边界层的扩散（Beljaars，1991）。正是由于各个参数化方案的发展过于独立，当它们被最终放在一起求解时就会出现不协调，或导致较大的计算误差，甚至计算的不稳定（Caya et al.，1998；Beljaars et al.，2004）。此外，物理过程的数值求解方案及其与动力框架的耦合方案，即（1）式的离散化求解方法，以及不同物理参数化方案的调用顺序都会对计算结果产生较大的影响（Williamson，2002；Dubal et al.，2004，2006；Termonia and Hamdi，2007）。

本文将应用CAM3.1（Community Atmosphere Model Version 3.1）及IAP AGCM4.0（Institute of Atmospheric Physics Atmospheric General Circulation Model Version 4.0）两个大气环流模式，对模式中物理过程与动力框架之间以及物理过程的各个参数化过程之间的相互依赖与相互平衡关系进行初步地探讨，希望能为今后模

式物理参数化方案的发展和设计提供有益的帮助。

2　模式及试验方案设计

2.1　模式介绍

CAM3.1是美国国家大气研究中心（NCAR）发展的大气环流模式。该模式采用三角截断的谱转换数值方法，截断波数（即分辨率）有多种可供选择，本文使用的是T85（约1.4°×1.4°）。垂直方向为$\sigma-p$混合坐标，共26层，模式顶约为2.2 hPa。模式采用半拉格朗日的水汽输送方案。模式的主要物理参数化过程包括：诊断云方案（预报云水和云冰）、短波和长波辐射方案、浅积云对流参数化、深积云对流参数化、非局地边界层方案、垂直扩散、气溶胶过程、干绝热调整、重力波拖曳等，陆面模块采用的是CLM3（Oleson et al.，2004），更详细的内容请参考Collins et al.(2004)。该模式已经被证明有较好的模拟能力，并得到了广泛的应用（Collins et al.，2006；Hurrell et al.，2006）。

IAP AGCM4.0是IAP的第四代大气环流模式。该模式采用的是均匀经纬格点的有限差分数值方法。由于IAP第三代大气环流模式的物理过程整体上略显陈旧，已无法满足当前大气科学研究的需求，因此，我们在IAP第四代大气环流模式中引入了CAM3.1的完整的物理参数化包。在其具备了基本的模拟能力后，我们再逐步引入自行设计的物理参数化方案。为了便于与CAM3.1的分析比较，我们采用了和T85相当的分辨率，约1.4°×1.4°（即经圈上128个格点，纬圈上256个格点），垂直方向为26层的σ坐标，模式顶与CAM3.1相同，为2.2 hPa，各层的位置也与CAM3.1接近。而该模式的动力框架是在前三代模式的基础上发展而来的，并新引进了可允许替代，高纬灵活性跳点，时间分解算法等（张贺等，2009）。模式的水汽计算方案采用与CAM3.1相同的半拉格朗日方案。该模式目前已完成了17年的气候态积分，初步结果表明，IAP AGCM4.0对观测气候态有较好的模拟能力（张贺，2009）。

需要强调的是，IAP AGCM4.0与CAM3.1具有完全相同的物理过程和完全不同的动力框架，这也为本文研究动力框架与物理过程之间的相互影响提供了便利。

2.2　H-S方案简介

为了使大气环流模式的动力框架有一个统一的检验标准，Held and Suarez（1994）提出了一套方案（以下简称H-S方案），来尝试建立这样一个标准。其基本思想是通过简单的解析表达式作为模式的强迫项，来代替复杂的参数化方案，使模式结果在统计特征上与大气环流的基本状态相近。具体做法是：热力学方程采用牛顿松弛（Newtonian relaxation）的方法，将模式温度强迫向一个给定的辐射平衡温度；而在动量方程中，仅对底层的风场加以瑞利阻尼（Rayleigh damping），用以表示边界层的摩擦。具体表达式如下：

$$\frac{\partial \boldsymbol{V}}{\partial t}=\boldsymbol{D}_v-k_v(\sigma)\boldsymbol{V}, \tag{2}$$

$$\frac{\partial T}{\partial t}=D_T-k_T(\varphi,\sigma)[T-T_{\mathrm{eq}}(\varphi,p)], \tag{3}$$

$$T_{\mathrm{eq}}=\max\left\{200\ \mathrm{K},\left[315-(\Delta T)_y\sin^2\varphi-(\Delta\theta)_z\ln\left(\frac{p}{p_0}\right)\cos^2\varphi\right]\left(\frac{p}{p_0}\right)^{\kappa}\right\}, \tag{4}$$

$$k_T=k_{\mathrm{a}}+(k_{\mathrm{s}}-k_{\mathrm{a}})\max\left(0,\frac{\sigma-\sigma_{\mathrm{b}}}{1-\sigma_{\mathrm{b}}}\right)\cos^4\varphi, \tag{5}$$

$$k_v=k_{\mathrm{f}}\max\left(0,\frac{\sigma-\sigma_{\mathrm{b}}}{1-\sigma_{\mathrm{b}}}\right), \tag{6}$$

$$\begin{gathered}k_{\mathrm{f}}=1\ \mathrm{d}^{-1},\quad k_{\mathrm{a}}=1/40\ \mathrm{d}^{-1},\quad k_{\mathrm{s}}=1/4\ \mathrm{d}^{-1},\\(\Delta T)_y=60\ \mathrm{K},\quad(\Delta\theta)_z=10\ \mathrm{K},\quad\sigma_{\mathrm{b}}=0.7,\\p_0=1000\ \mathrm{hPa},\boldsymbol{\kappa}=R/c_p=2/7,\end{gathered} \tag{7}$$

其中，$\boldsymbol{D}_v$、D_T分别为动量方程和热力学方程的绝热项；φ为纬度；T_{eq}即为辐射平衡温度，其分布如图1a所示，这与实际大气的温度廓线是很接近的；k_T为松弛系数，其空间分布如图1b所示，越靠近地表和赤道地区，松弛系数越大（即恢复到平衡温度所需时间越短）。该方案不考虑湿过程，不考虑地形和海陆分布，也不考虑日变化和季节变化。在该方案提出后，有许多学者使用该方案对不同模式的动力框架进行了检验（Chen et al.，1997；Lin，2004；Wan et al.，2008）。本文将应用该方法来研究模式动力框架与物理过程之间的相互作用。

2.3　试验设计

为了研究模式动力框架与物理过程之间的相

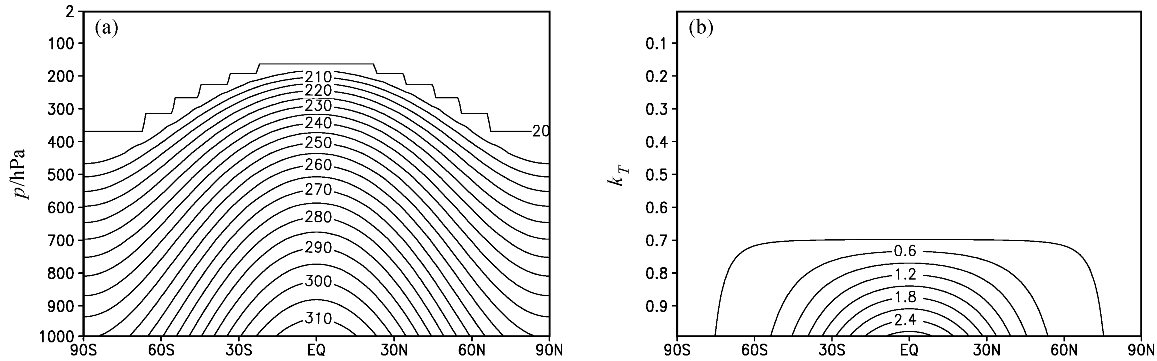


图1 H-S方案的（a）辐射平衡温度（单位：K）和（b）松弛系数 k_T（单位：10^{-6} s^{-1}）

Fig. 1 The prescribed (a) radiative equilibrium temperature (K) and (b) relaxation coefficients of temperature (10^{-6} s^{-1}) in the H-S test case

互作用及响应，我们共设计了4组试验，具体情况详见表1。为了分析得更为全面和深入，我们采用CAM3.1（以下简称CAM）和IAP AGCM4.0（以下简称IAP）两个模式分别进行了上述4组试验。为了叙述方便，我们将用CAM模式进行的4组试验称为CAM_CLI，CAM_HS、CAM_FDT和CAM_DDT，而用IAP模式进行的4组试验则称为IAP_CLI，IAP_HS，IAP_FDT及IAP_DDT。

表1 试验设计
Table 1 Design of experiments

试验名称	物理过程	积分初值	积分时间
CLI	完整物理参数化包	9月1日的气候值	17 a
H-S	理想物理过程（H-S强迫）	9月1日的气候值	1200 d
FDT	同CLI试验	CLI试验CAM模式积分第17年9月1日的结果	60 d
DDT	同H-S试验	H-S试验CAM模式积分第1200天的结果	60 d

表1中的前两组试验CLI和H-S分别对完整模式（即包含完整的物理参数化方案）和动力框架（只包含简单的H-S强迫的物理模块）进行了长期积分的性能检验，是本文工作的前提和基础。后两组试验FDT和DDT则是在前两组试验的基础上进行60 d的短时间积分，主要考查模式动力框架与物理过程之间的相互响应过程，是本文研究的重点。在此，我们还需对表1做几点说明：首先，H-S方案对初值依赖性很小，在模式积分一段时间以后（对CAM和IAP而言，约为60 d），给定的强迫项将驱动模式达到一个准平衡状态，而这个状态和模式的初值是无关的，因此表1中H-S试验初值的选取是有一定任意性的，为了方便起见，我们取和CLI试验相同的初值。此外，在试验FDT和DDT中，我们需要考查两个模式模拟结果差异的产生和演变过程，因此必须对两个模式采用相同的初值，此处我们取为CAM模式在前两组试验中达到平衡的结果，但该结果对IAP模式并不是完全平衡的，因此模式需要一个短暂的调整适应过程（约2～3 d），故我们在对后2组试验分析时，只取其后57 d的结果。

3 H-S试验及CLI试验结果分析

在H-S试验及CLI试验中，我们得到了诸多结果，但本文中，我们只关注两个模式模拟的纬向平均的温度场的差异，如图2所示，其中H-S试验为积分后1000 d的平均，CLI试验为积分后15 a的年平均。

由图2可知，在两组试验中，两个模式的差异在高纬及平流层比较一致，而在中低纬度的对流层差距较大。H-S试验中，在高纬度（60°～90°）的对流层中层（300～700 hPa），IAP_HS模拟的温度比CAM_HS偏高1 K以上，其中心位于南极上空的400～500 hPa之间，可达2.5 K；在CLI试验中，IAP_CLI模拟的以上区域的温度亦比CAM_CLI偏高，不过量值略偏小，其中心位置约在70°S上空的300～400 hPa之间，约偏高1.5 K。在高纬地区的对流层顶到平流层，无论是IAP_HS还是IAP_CLI都比相应的CAM模式模

拟的温度偏低，不同的是后者偏低的幅度更加明显，可达 3 K 以上，而前者仅为 0.5 K 左右。在中低纬度的平流层，两组试验中，IAP 模式模拟的温度均比相应的 CAM 模式偏高，不过，CLI 试验中，IAP 模式偏高更为明显，且在赤道上空的 70 hPa 附近有一个约 2.5 K 的极大值中心，而 H-S 试验的极值中心位于 100 hPa 附近，且 IAP_HS 比 CAM_HS 仅偏高约 1 K。两组试验的最大差异位于中低纬度的整个对流层：IAP_HS 模拟的该处的温度比 CAM_HS 偏高约 0.5 K，而 IAP_CLI 则比 CAM_CLI 偏低 1 K 以上。而这种偏低恰恰改进了模式对中低纬对流层温度的模拟能力。由图 3 可知，与 ERA40 再分析资料相比，CAM_CLI 模拟的中低纬度整个对流层温度均偏高，其中对流层中层偏高 1 K 以上，而 IAP_CLI 的结果则对这一偏差有了较大的改进，大部分地区的温度只是略有偏高。

综合以上分析，我们发现在两组试验中，两个模式的差异在高纬地区比较一致（图 2 中的区域 B），而在中低纬的对流层却差异较大（图 2 中的区域 A）。由于两个模式的物理过程完全相同，如果模式的物理过程与动力框架之间不存在相互作用，那么 CLI 试验中两个模式的差异应该与 H-S 试验中两模式的差异大体相同，但结果却并非如此，这就说明模式物理过程与动力框架之间存在复杂的相互作用。下面我们将以热力学方程为例，通过分析 DDT 试验及 FDT 试验的模拟结果，对模式动力框架与物理过程之间的相互响应关系

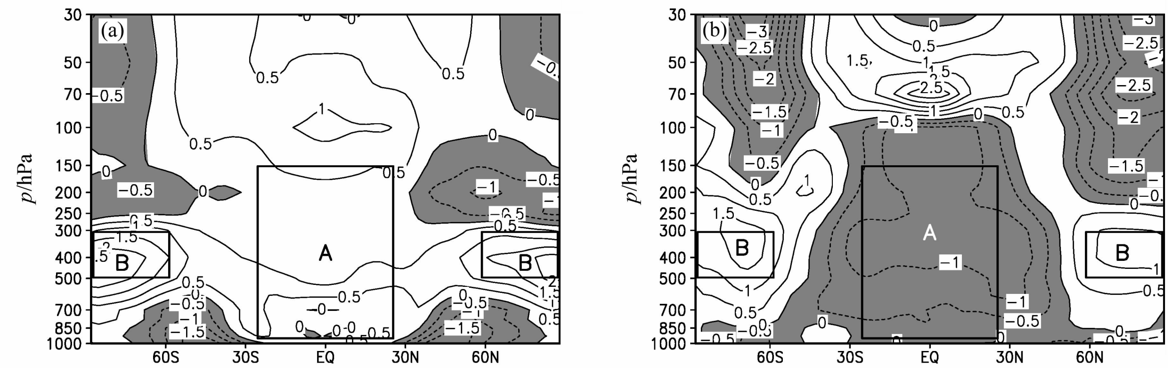


图 2　(a) H-S 试验及 (b) CLI 试验中 IAP 模式与 CAM 模式模拟的纬向平均的温度场的差异（IAP－CAM）（单位：K），阴影代表负值的区域

Fig. 2　The difference of the zonal mean temperature (K) between IAP simulations and CAM simulations (IAP－CAM) with (a) H-S test and (b) CLI experiment, negative values are shaded

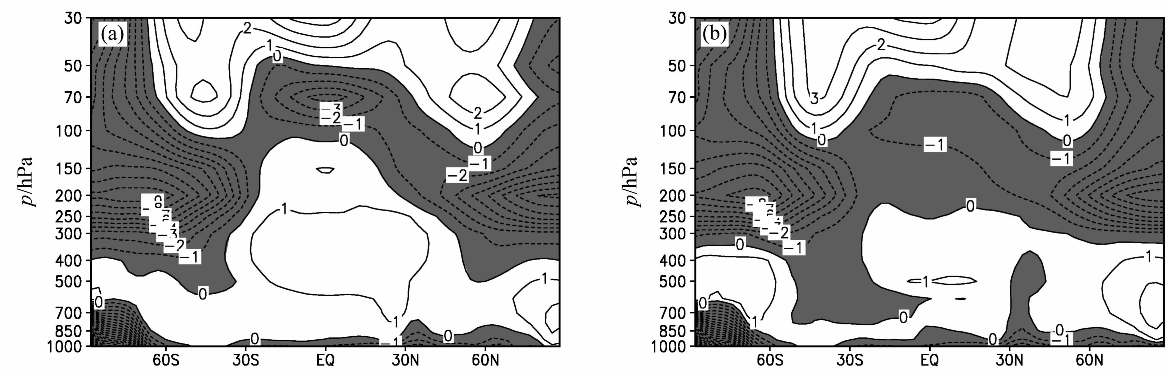


图 3　CLI 试验中 CAM 模式及 IAP 模式模拟的纬向平均温度场与 ERA40 在分析资料的差异（单位：K）：(a) CAM 模式与 EAR40 的差异（CAM－EAR40）；(b) IAP 模式与 ERA40 的差异（IAP－EAR40）。阴影代表负值的区域

Fig. 3　The differences of zonal mean temperature from ERA40 climatology for (a) CAM and (b) IAP in CLI experiment. Contour intervals are 1 K with negative values shaded

进行初步探讨。

4　DDT 试验及 FDT 试验结果分析

4.1　热力学方程的温度倾向

模式中对温度的积分过程可简单表示如下：

$$T^{n+1} = T^{n} + \Delta T \cdot \Delta t, \tag{8}$$

$$\Delta T = \Delta T_{\mathrm{dyn}} + \Delta T_{\mathrm{phy}} + \Delta T_{\mathrm{fix}}, \tag{9}$$

其中，ΔT_{dyn}、ΔT_{phy}、ΔT_{fix}分别表示模式中动力框架部分（即绝热部分），物理过程部分（即非绝热加热）及能量订正模块（energy fixer）产生的温度倾向。在 FDT 试验中，ΔT_{fix}是一个很小的量，相比其他两项可以忽略，但在 DDT 试验中，该项的量值和其他两项是可以比拟的，不能忽略。非绝热加热项 ΔT_{phy}又可具体分为：

$$\Delta T_{\mathrm{phy}} = \Delta T_{\mathrm{cond}} + \Delta T_{\mathrm{qrl}} + \Delta T_{\mathrm{qrs}} + \Delta T_{\mathrm{ver}} + \Delta T_{\mathrm{gra}} + \Delta T_{\mathrm{ada}}, \tag{10}$$

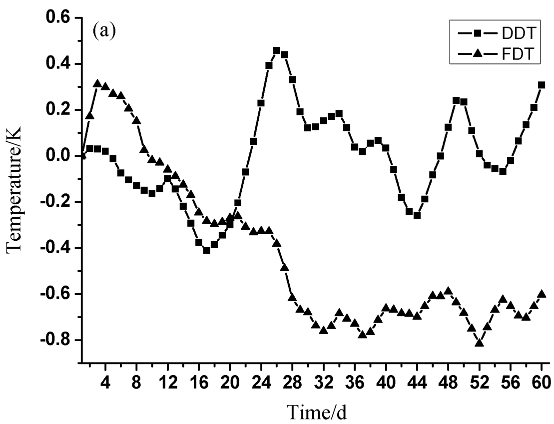
其中，ΔT_{cond}为各种湿物理过程导致的温度倾向，包括深对流、浅对流、云物理过程等；ΔT_{grl}为长波辐射的加热率；ΔT_{qrs}为短波辐射的加热率；ΔT_{ver}为垂直扩散及边界层过程产生的温度倾向；ΔT_{gra}为重力波拖曳造成的温度倾向；ΔT_{ada}为干绝热调整造成的温度倾向。在模式的标准设置中，干绝热调整只对模式的上面的 3 层进行，因此对对流层的温度没有影响，对平流层的影响也较小。此外，由重力波拖曳所造成的温度倾向也较小，进行纬向平均后，约比前几项的贡献小两个量级。因此，在以下的分析中我们将忽略 ΔT_{ada}及 ΔT_{gra}的影响，即考虑：

$$\Delta T_{\mathrm{phy}} = \Delta T_{\mathrm{cond}} + \Delta T_{\mathrm{grl}} + \Delta T_{\mathrm{qrs}} + \Delta T_{\mathrm{ver}}. \tag{11}$$

4.2　温度场差异随时间的演变特征

第 3 节已经提到，在 H-S 试验和 CLI 试验中两个模式模拟的温度差异图中有两个关键区域，一个是中纬度的对流层（图 2 中的区域 A，范围为：25°S～25°N，180°E～180°W；150～1000 hPa），在该区域 H-S 试验和气候态积分试验的结果相反；另一个是高纬的对流层中层（图 2 中的区域 B，范围为：60°S～90°S 及 60°N～90°N，180°E～180°W；300～500 hPa），在该区域两个试验的结果相似。因此，本节我们分别取这两个区域的平均温度，来分析温度场差异随时间的演变特征。

图 4a 和图 4b 分别给出了两组试验中两个模式模拟的区域 A 及区域 B 的温度差的时间序列。我们首先分析区域 A 的结果。由图 4a 可知，在积分的初始阶段，IAP_DDT 模拟的区域 A 的整层的平均温度比 CAM_DDT 模拟的偏低，偏低的程度总体随时间逐渐变强，至第 17 天达到最强，约偏低 0.4 K；从第 18 天开始，冷位相开始迅速向暖位相转化，至第 26 天，IAP_DDT 已比 CAM_DDT 的结果偏高近 0.5 K；第 27 天至第 60 天，两模式差异的演变呈现波动状态，但从其平均值来看，IAP_DDT 仍比 CAM_DDT 偏高 0.1 K 左右，这与 H-S 试验中该区域 IAP_HS 比 CAM_HS 温度略偏高的模态基本一致。而在试验 FDT 中（图 4a），在积分前三天两模式的温度差有一个小



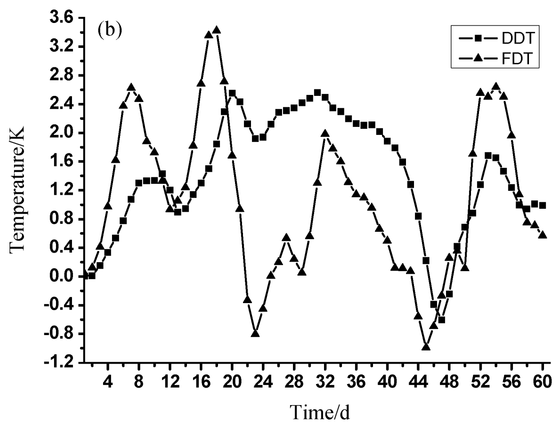


图 4　DDT 试验及 FDT 试验模拟的两个模式在（a）区域 A 及（b）区域 B 的温度场差异（IAP－CAM）

Fig. 4　The time series of temperature difference between the two models (IAP－CAM) at (a) region A and (b) region B with DDT and FDT experiment

幅度的上升，这是由于 IAP_FDT 因初值不平衡而进行的调整；从第 4 天开始，两模式的温度差持续下降，至第 32 天已降至－0.7 K 左右，此后变化趋于平缓，基本在－0.6～－0.8 K 之间小幅波动，说明此时两模式已基本达到平衡。

其次考查区域 B 的情形，由图 4b 可知，无论是 DDT 试验，还是 FDT 试验，在大多数时刻 IAP 模式模拟的温度都比 CAM 偏高，这也印证了图 2 所示的两组试验的模拟结果在区域 B 的一致性。除了平均值，我们发现两试验结果的时间序列也有一定的相关性。我们计算了图 4b 中的两条曲线的同期相关系数为 0.223，通过了 90％的信度检验；但如果求 FDT 与滞后 2 d 的 DDT 的相关，其相关系数可达 0.345，通过了 99％的信度检验。滞后的原因可能是两个试验中 IAP 模式对不平衡初值所需的适应时间不同所致。这两条曲线间很好的相关性也表明，加了完整的物理过程以后，两个模式在区域 B 模拟的温度的差异，主要是由两个模式动力框架的不同而直接导致的，关于这一结论，我们在接下来还将进行进一步的论证。

4.3 各温度倾向场的空间分布

实际大气中，动力过程（对应于模式中的动力框架）和外部的强迫作用（对应于模式中的物理过程）是相互平衡的，使得大气在长时间尺度下处于一种准平衡的状态。例如，当外部的某种强迫作用使得某处的大气升温（非绝热加热），则该处的空气会受热膨胀上升，从而使得大气降温（绝热冷却），二者的作用相互抵消，使得该处的温度基本处于一种平衡状态，不会产生持续性的升降。为了深入理解物理及动力过程对大气的增温和降温作用，我们给出了 DDT 试验及 FDT 试验中温度各倾向场的空间分布（积分第 31 天到第 60 天的平均值）。

图 5 给出的是 DDT 试验的结果。事实上，在该试验中并未包含通常意义上完整的物理过程，这里所谓的物理过程是由解析表达式（2）和（3）表示的“理想”物理过程。而图 5a 所给出的温度倾向 dTphy（ΔT_{phy}），即 H-S 强迫中热力学方程的松弛项［（3）式右端的第二项］。由（3）式可知，ΔT_{phy}正比于模拟温度与辐射平衡温度之差 $T-T_{\mathrm{eq}}$。我们的试验结果也表明图 5a 和模拟的 $T-T_{\mathrm{eq}}$（图略）的模态非常一致，只是符号相反而已。前面提到过，动力框架和物理过程对温度倾向的贡献应当是相反的，图 5a 和图 5c 很好地印证了这一点，二者反映出的模态基本一致，在大部分区域符号也相反。但我们同时发现，动力框架部分的贡献（ΔT_{dyn}）并不能完全抵消物理过程产生的倾向，这是由于存在能量订正 ΔT_{fix}的缘故。在包含完整的物理参数化方案时，模式中整个地气系统的能量是基本守恒的，所以订正项 ΔT_{fix}很小；而在采用 H-S 强迫时，能量在每一时步都会有少量的损失，因此，ΔT_{fix}是一个约为 2.3×10^{-6} K·s^{-1}的一个正值，用以补偿损失的能量。当模式到达平衡态时，总的温度倾向 ΔT 应该近似为零，而图 5e 的结果显示，在积分的第 31 天到第 60 天，IAP_DDT 在高纬地区还存在约 -1×10^{-6} K·s^{-1}的净的温度倾向，说明该时段，IAP_DDT 尚未达到完全平衡的状态。对比图 5e 和图 5f，可知 CAM_DDT 的总温度倾向远小于 IAP_DDT，说明此时 CAM_DDT 已经基本达到平衡。这点很容易理解，因为 IAP_DDT 和 CAM_DDT 采用的是相同的初值，而该初值对 CAM 模式已经是平衡的了，而对于 IAP 模式则是非平衡的，需要积分一段时间才能逐步达到平衡。

图 5 还同时给出了 IAP_DDT 和 CAM_DDT 模拟的差值。由图 5b 可知，两模式模拟的 ΔT_{phy}除了在中低纬度的对流层下层差异较大外（这是因为此处的松弛系数 k_T 较大的缘故），其他地区的差异均较小。而两模式模拟的 ΔT_{dyn}的差异则在 30°以上的整个中高纬度大气均较大（图 5d），这也说明两模式动力框架的差异主要体现在高纬地区。图 5f 还表明两模式模拟的总的温度倾向的差异主要来源于动力框架的贡献。在第 31 至第 60 天的时段内，在南北纬 60°以外的整个高纬地区，相比 CAM_DDT，IAP_DDT 都呈现总体偏冷的趋势。而在中纬度的对流层中、下层，则是总体偏暖的状态。

图 6 给出了 FDT 试验中模拟的物理过程及动力框架产生的温度倾向。由图 6a 可知，在低纬（15°S～20°N）的对流层，中低纬（30°S～30°N）的平流层以及 850 hPa 以下的对流层低层，物理过程的总体效果为加热大气，而在这之外的其他区域则使大气冷却，其中在赤道两侧的对流层中

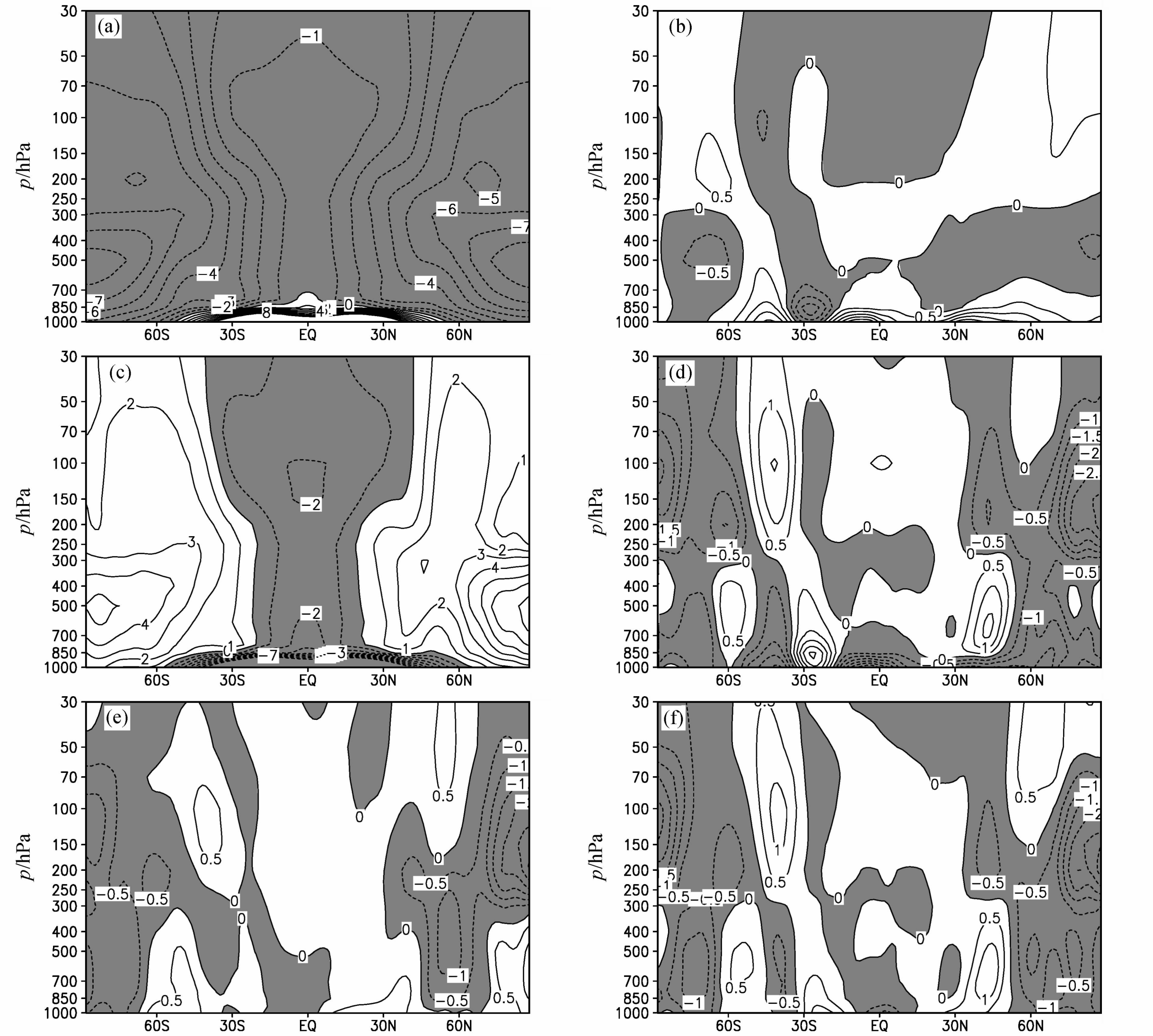


图5 DDT试验模拟的物理过程的温度倾向（dTphy）（单位：10^{-6} K·s^{-1}）、动力框架的温度倾向（dTdyn）（单位：10^{-6} K·s^{-1}）以及总的温度倾向（dTtot）（单位：10^{-6} K·s^{-1}）：(a)、(b) dTphy；(c)、(d) dTdyn；(e)、(f) dTtot；(a)、(c)、(e) 为IAP_DDT模拟的结果；(b)、(d)、(f) 为IAP_DDT与CAM_DDT模拟的差值

Fig. 5 The simulated temperature tendencies due to physics (dTphy) (10^{-6} K·s^{-1}), due to dynamics (dTdyn) (10^{-6} K·s^{-1}), and the total of them (dTtot) (10^{-6} K·s^{-1}) in DDT experiment: (a), (b) dTphy; (c), (d) dTdyn; (e), (f) dTtot; (a), (c), (e) are from the IAP_DDT simulations; (b), (d), (f) are the differences between the IAP_DDT and the CAM_DDT simulations

层（400～500 hPa）各有一个加热中心，北侧中心的极大值可达 18×10^{-6} K·s^{-1}以上。而图6c给出的动力框架对温度的影响则与物理过程相反，即在物理过程加热的区域，动力框架起冷却的作用，而被物理过程冷却的区域则被动力框架加热。图6e表明在积分的30天内，南半球总体为增温的趋势，而北半球则为降温的趋势。而这30 d对应于10月1日至10月30日，正好是南半球的春季，北半球的秋季，因此以上升降温的趋势与实际也是相符的。图6b是两个模式模拟的物理过程倾向的差，在低纬对流层基本均为负值，说明IAP_FDT在该区域的增温作用要弱于CAM_FDT。在这一区域两侧的副热带地区各有一个狭窄的正值区，在该区IAP_FDT的物理过程的降温作用亦比CAM_FDT要弱。在中低纬度，图6d所示的两模式动力框架所产生的温度倾向的差异与图6b中的物理过程温度倾向的差异几乎完全反向，再次印证了二者之间相互补偿的关系。而在

极区，尤其是南极上空的平流层，两模式由动力框架部分产生的温度倾向的差异远远超过了物理过程部分的倾向差异，说明此处物理过程对动力框架的补偿作用较小。反映在总的温度倾向的差异（图 6f）中，就是在两极上空的平流层，IAP_FDT 相比 CAM_FDT 有明显地变冷趋势。与 DDT 试验类似，这种冷的趋势可能也是因为 IAP_FDT 尚未达到平衡的缘故。

为了进一步考查物理过程中各参数化过程对温度倾向的贡献，我们还给出了 FDT 试验中各物理参数化方案产生的温度倾向。图 7a、b 给出的是湿过程的贡献，可以看出，湿过程的总体效果是加热大气，仅在 900 hPa 以下的近地面层冷却大气。其加热中心位于赤道两侧的对流层中部 400～500 hPa，强度可达 32×10^{-6} K·s^{-1}。此加热中心的位置与总的物理过程产生的倾向对大气的加热中心位置非常一致（图 6a），但量值比总的物理过程的加热大了不少，说明还有其他的物理过程抵消了一部分湿过程在此处的增温。图 7b 表明 IAP_FDT 模拟的对流活动在赤道附近的热带偏弱，而在其两侧的副热带则偏强。

图 7c、d 是垂直扩散及边界层过程产生的温度倾向。由图可见，垂直扩散主要发生在 850 hPa 以下的对流层低层，在副热带地区可以到达 700

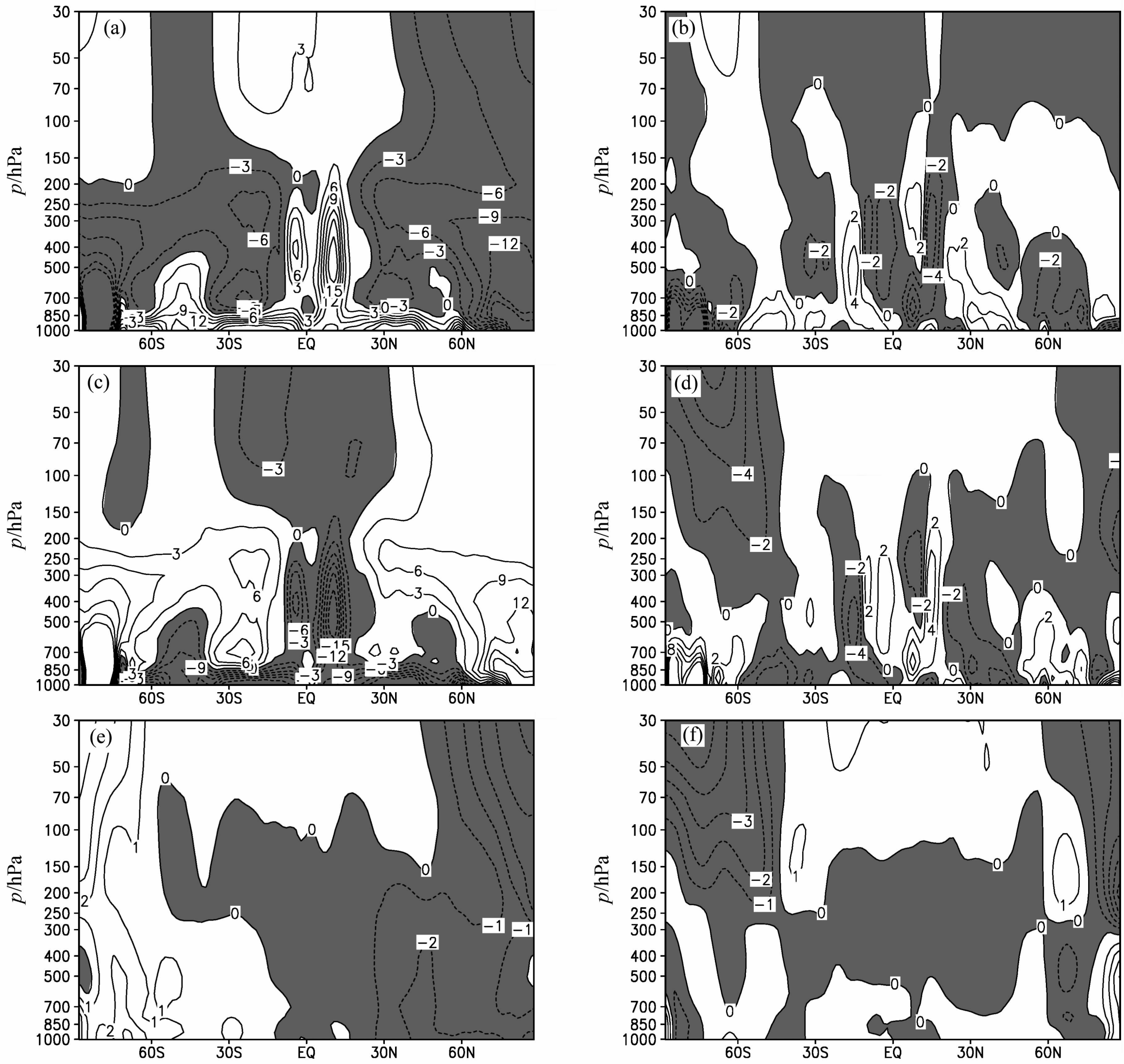


图 6　同图 5，但为 FDT 试验的模拟结果

Fig. 6　Same as Fig. 5, but for FDT experiment

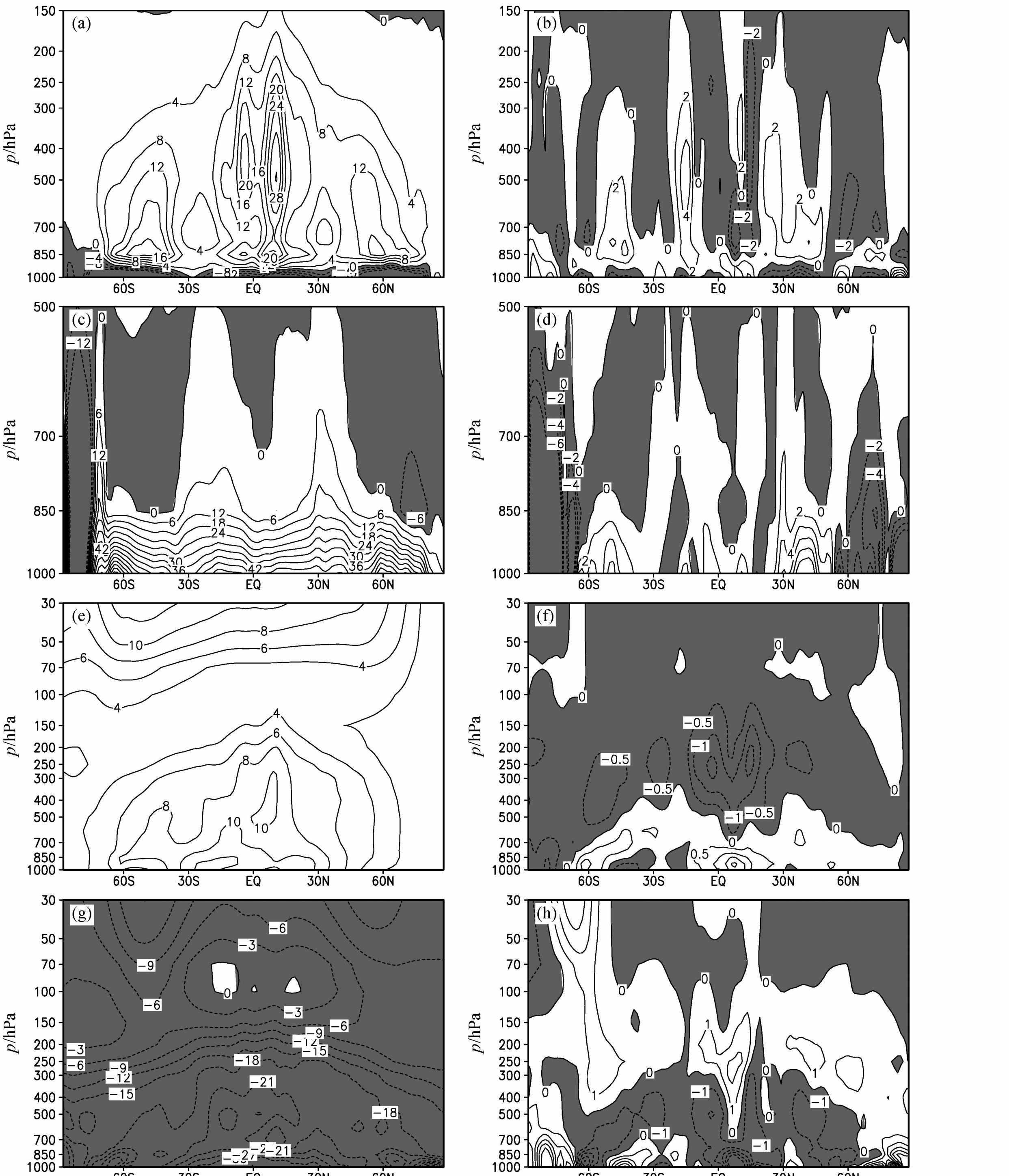


图 7 FDT 试验模拟的各物理过程贡献的温度倾向（单位：10^{-6} K·s^{-1}）：(a)、(b) 湿过程（dTcond）；(c)、(d) 垂直扩散（dTver）；(e)、(f) 短波辐射加热率（dTqrs）；(g)、(h) 长波辐射加热率（dTqrl）；(a)、(c)、(e)、(g) 为 IAP_FDT 模拟的结果；(b)、(d)、(f)、(h) 为相应的 IAP_FDT 与 CAM_FDT 的差值

Fig. 7 The temperature tendencies (10^{-6} K·s^{-1}) 3 due to all kinds of physical processes in FDT experiment: (a), (b) moist processes (dTcond); (c), (d) vertical diffusion (dTver); (e), (f) short wave radiation (dTqrs); (g, h) long wave radiation (dTqrl); (a), (c), (e), (g) are from the IAP_FDT simulations; (b), (d), (f), (h) are the differences between the IAP_FDT and the CAM_FDT simulations hPa 的高度。垂直扩散过程的直接效果就是加热低层大气，且越靠近地面，加热率越高，在地表附近可达 50×10^{-6} K • s^{-1}以上。在两模式模拟的垂直扩散加热率的差值场（图 7d）中，主要的信号位于 30°～60°之间的中纬度，IAP_FDT 模拟的垂直扩散在该处的加热作用偏强。此外在北半球 60°N 以北的高纬地区存在一个较明显的负值区，说明 IAP_FDT 的垂直扩散在这里的加热作用偏弱。

图 7e、f 是试验 FDT 模拟的短波（太阳）辐射加热率的贡献。在对流层，短波辐射加热率从太阳直射点向两极逐渐减少（因为高纬太阳入射高度角较低）；在平流层则随高度增加而增大（因为上层高浓度的臭氧吸收了较多的太阳辐射）。相比 CAM_FDT，IAP_FDT 的短波辐射加热率在热带对流层中上层（150～500 hPa）偏低，这是因为 IAP 模式模拟的该处的水汽及云量偏少（图略），从而造成大气吸收的太阳短波辐射偏少，同时也造成地表附近入射的太阳辐射增加，这与图 7f 的结果也是一致的。与短波辐射不同，长波辐射主要作用是冷却大气，图 7g 的结果也证实了这一点。最强的长波辐射冷却位于对流层下层，因为这里的温度最高；而长波辐射冷却最弱的地方位于低纬的 100 hPa 附近，其加热率接近 0 K • s^{-1}，甚至有面积较小的弱加热区。对比两模式的差值（图 7h），在对流层中下层的大部分区域，IAP_FDT 模拟的长波辐射冷却均比 CAM_FDT 偏强，这可能与 IAP 模式模拟的云量偏少有关，因为云量的偏少导致了大气吸收的长波辐射偏少，从而使净的长波辐射损失偏多，对大气的冷却作用随之偏强。

4.4 各温度倾向场的相互响应

上小节介绍了动力框架，物理过程及其各子过程产生的温度倾向的空间分布特征及其对大气的加热（冷却）作用。本小节我们将通过分析这些倾向在积分 60 天内的变化趋势，来研究各物理过程之间以及它们与动力框架之间的相互响应。

与 4.2 节一样，本节也将针对 A、B 两个区域进行分析。图 8 给出了试验 DDT 和 FDT 模拟的区域 A 的 $\Delta T_{\rm dyn}$、$\Delta T_{\rm phy}$、$\Delta T_{\rm fix}$ 及总温度倾向 ΔT。在 DDT 试验中，无论是 IAP 模式还是两模式的差值均表明总的温度倾向的变率主要由动力框架的倾向所决定。为了进一步证实这一点，我们还给出了各幅图中 4 条曲线之间的相关系数，见表 2。由表 2 可知，无论对 IAP 模式还是两模式的差值，dTtot（ΔT）与 dTdyn（$\Delta T_{\rm dyn}$）的相关系数都在 0.9 以上（通过了 0.01 的显著性 t 检验）。这点不难理解，因为 H-S 试验中的热力学方程强迫项（dTphy）是一个 e 折时间为 4～40 d 的缓慢的松弛过程，对温度的响应缓慢且较弱（这点从图 8a 中可以得到验证）。以上结果还表明H-S 试验尽管含有理想的物理过程（H-S 强迫），但整体上还是主要反映了模式动力框架的性能，适宜用作动力框架的检验。此外，表 2 还表明 dTfix（$\Delta T_{\rm fix}$）与 dTphy（$\Delta T_{\rm phy}$）有很好的负相关，这说明 H-S 试验中的理想物理过程可能是造成其总能量变化主要因素，例如当物理过程使系统降温（dTphy $<$ 0）而损失能量时，能量订正模块便会使系统温度增加（dTfix $>$ 0）以弥补损失的能量。DDT 试验中，dTphy 与 dTdyn 的反相关关系并不显著，未能通过显著性检验，这再次印证 H-S强迫是一个很缓慢的过程，不能对动力框架造成的温度变化有立即的响应。

图 8b、d 及表 2 中的第二行和第四行是 FDT 试验中的相应结果。在引入了完整的物理参数化过程后，总的温度倾向的变率不再强烈地依赖于动力框架，而是由物理过程和动力框架共同决定。另外，在 FDT 试验中，最显著的相关发生在 dTphy和 dTdyn 之间，无论是 IAP 模式、CAM 模式（图表略），还是二者之差，dTphy 和 dTdyn 都呈现显著的负相关，这表明在热带地区，物理过程与动力部分的相互响应比较迅速，且为相互补偿的反相关系。比较复杂的是 dTfix，在不同模式中它与其它曲线的相关性有较大的差异，这是因为 dTfix 事实上是对全球大气总能量的一个修正，若将它与某个区域的温度倾向求相关，相关性自然会比较弱且不够稳定。

分析了热带的区域 A 之后，再来看一下位于高纬的区域 B 的情形。图 9 给出了 DDT 及 FDT 试验在区域 B 模拟的各倾向场随时间的演变，表 3 则给出了相应的各曲线之间的相关系数。在 DDT 试验中，区域 B 的结果与区域 A 相似，主要的相关在 dTtot 和 dTdyn 之间，其相关系数在两个模式中都高达 0.99 以上，但其随时间的变率比低纬的区域 A 更大。以 IAP_DDT 为例，在区域

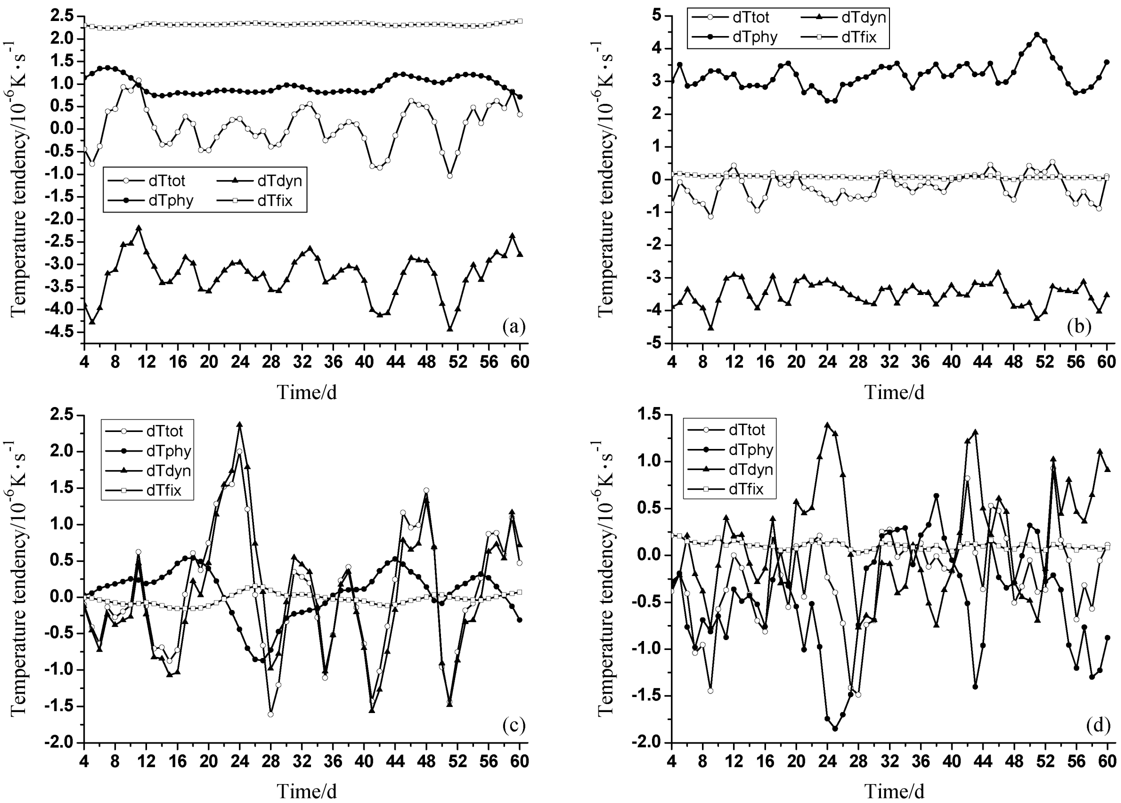


图 8 DDT 和 FDT 模拟的区域 A 的物理过程的温度倾向（dTphy）、动力框架的温度倾向（dTdyn）、能量订正产生的温度倾向(dTfix)以及总的温度倾向（dTtot）：(a) IAP_DDT；(b) IAP_FDT；(c) IAP_DDT 与 CAM_DDT 模拟的差值（IAP－CAM）；(d) IAP_FDT 与 CAM_FDT 模拟的差值（IAP－CAM）；(a)、(c) 为 DDT 模拟的结果；(b)、(d) 为 FDT 模拟的结果

Fig. 8 The time series of the temperature tendencies due to physics (dTphy), due to dynamics (dTdyn), due to energy fixer (dTfix) and the total of temperature tendencies (dTtot) in region A with DDT and FDT experiment: (a) IAP_DDT; (b) IAP_FDT; (c) IAP_DDT－CAM_DDT, (d) IAP_FDT－CAM_FDT; (a), (c) are from DDT simulations; (b), (d) are from FDT simulations

表 2 图 8 中各条曲线之间的相关系数

Table 2 The correlation coefficients between different curves in Fig. 8

图号	试验	模式	相关系数					
			dTtot 和 dTphy	dTtot 和 dTdyn	dTtot 和 dTfix	dTphy 和 dTdyn	dTphy 和 dTfix	dTdyn 和 dTfix
图 8a	DDT	IAP	0.132	0.947*	－0.038	－0.191	－0.804*	0.197
图 8b	FDT	IAP	0.598*	0.412*	0.070	－0.479*	－0.072	0.064
图 8c	DDT	IAP－CAM	0.042	0.950*	0.131	－0.272	－0.919*	0.402*
图 8d	FDT	IAP－CAM	0.387*	0.445*	0.168	－0.650*	－0.131	0.201

*表示通过 0.01 的显著性检验，下同。

A 其 dTdyn 在 60 d 内的最大与最小值之差约为 2.5×10^{-6} K·s^{-1}，而在区域 B 却高达 8×10^{-6} K·s^{-1}。在该区域，dTphy 可近似看成定常的强迫，用以抵消动力过程造成的增温作用，但其对温度倾向的变率却几乎没有贡献。与区域 A 不同，在区域 B 中，dTfix 与 dTphy 不再存在显著的相关关系，表明在每一积分时步，全球总能量的耗损或盈余主要是由低纬的 H-S 强迫造成的，高纬的总能量变化相对较小，这也可能与低纬的强迫松弛系数较大有关（见图 1b）。

在 FDT 试验中，区域 B 的结果与区域 A 则有很大的不同，相反却与区域 B 的 DDT 试验结果比较相似，即总的温度倾向的变率主要是由动力过程造成的（图 9b、d），表 3 第二行和第四行中

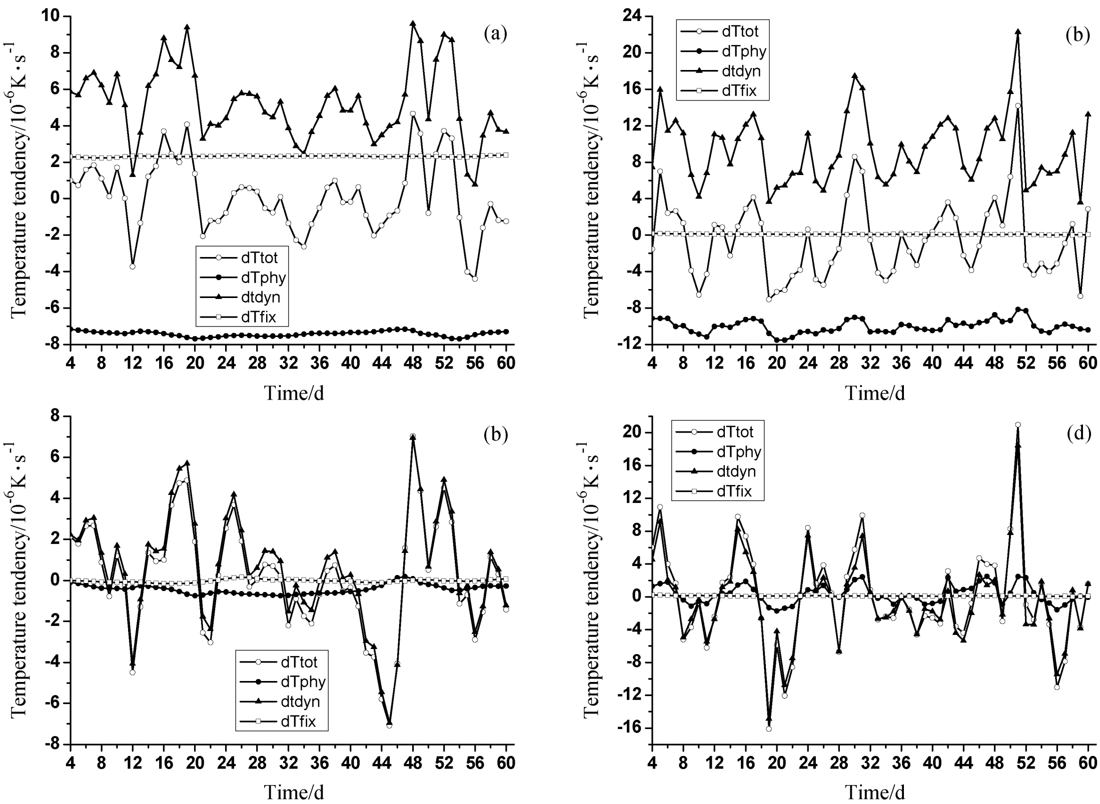


图 9　同图 8，但为区域 B 的情形
Fig. 9　Same as fig. 8, but for region B

给出的 dTtot 与 dTdyn 的相关系数也都在 0.99 以上。我们在第 3 节发现一个现象：在 H-S 试验（物理过程同 DDT 试验）及 CLI 试验（物理过程同 FDT 试验）中，IAP 模式与 CAM 模式模拟的温度差在区域 B 是一致的，而在区域 A 是相反的。DDT 试验与 FDT 试验的结果可以对上述现象做如下解释：在区域 B，温度的演变主要由动力框架部分决定，加入完整的物理过程后不会影响其基本的模拟性能；而在区域 A，完整物理过程引起的温度的变率与动力框架部分相当，并且两种作用之间存在显著的反相关关系，正是由于这种强烈的相互影响，使得两模式模拟的温度差在 CLI 试验及 H-S 试验中有很大的不同。此外，与其他试验和区域不同，试验 FDT 在区域 B 模拟的 dTphy 与 dTtot 之间，以及 dTphy 与 dTdyn 之间都存在显著的正相关。也就是说，物理过程对动力框架（或者说动力框架对物理过程）不再是负响应，而是正响应，但物理过程变化的振幅相对动力框架要小很多，可以忽略。此时，温度的平衡调整主要靠动力框架内部的机制来完成，而不像区域 A 那样依靠动力框架与物理过程之间的相互补偿。

表 3　图 9 中各条曲线之间的相关系数
Table 3　The correlation coefficients between different curves in Fig. 9

图号	试验	模式	相关系数					
			dTtot 和 dTphy	dTtot 和 dTdyn	dTtot 和 dTfix	dTphy 和 dTdyn	dTphy 和 dTfix	dTdyn 和 dTfix
图 9a	DDT	IAP	0.019	0.997*	−0.215	−0.050	−0.057	−0.226
图 9b	FDT	IAP	0.742*	0.991*	0.219	0.648*	0.292	0.183
图 9c	DDT	IAP−CAM	0.026	0.997*	0.102	−0.054	−0.158	0.089
图 9d	FDT	IAP−CAM	0.775*	0.991*	0.289	0.682*	0.309	0.261

分析完物理过程与动力框架之间的相互响应后，我们再来分析一下各个物理子过程之间的相互响应。图10给出了FDT试验模拟的区域A及区域B的各个物理参数化过程造成的温度倾向随时间的演变图，表4则给出了相应曲线间的相关系数。在区域A，随时间变化最显著的曲线是湿过程（dTcond），其对总的物理过程温度倾向（dTphy）的变率的贡献也最大，二者之间的相关系数在两个模式中都通过了0.01的显著性检验。此外，dTphy与dTqrl（长波辐射加热率）和dTver（垂直扩散加热率）也都有较显著的正相关关系，表明长波辐射和垂直扩散的变率对总的物理过程的温度倾向变率也有较大的贡献。在4个主要的过程中，短波辐射加热率（dTqrs）的变化最为平缓，因为其主要受太阳辐射强度的影响，季节变化较明显，日变化相对较小，因而其与dTphy的相关性也最弱。不过，dTqrs与dTqrl之间却存在很好的负相关，这是因为两个过程同时受云量及大气中吸收气体的影响。例如大气中云量增加时，其反射的太阳辐射会增加，因此短波辐射加热会减少；同时，云的增加还会导致大气逆辐射增加，从而造成长波辐射率的增加。另外在两个模式中有比较一致相关性的是dTver与dTqrl的正相关，以及dTver与dTqrs的负相关。但这种相关主要集中在近地面层，在850 hPa以上的高度，相关性就很弱了（图略）。

区域B的情况如图10b、d所示。与区域A不同，区域B的dTcond和dTqrl均有较大的变率。后者变率较大的原因可能与高纬地区温度的变率较大有关（图略）。不过，对总温度倾向贡献最大的依然是dTcond，它在两个模式中与dTphy的相关系数都通过了0.01的显著性检验。与区域

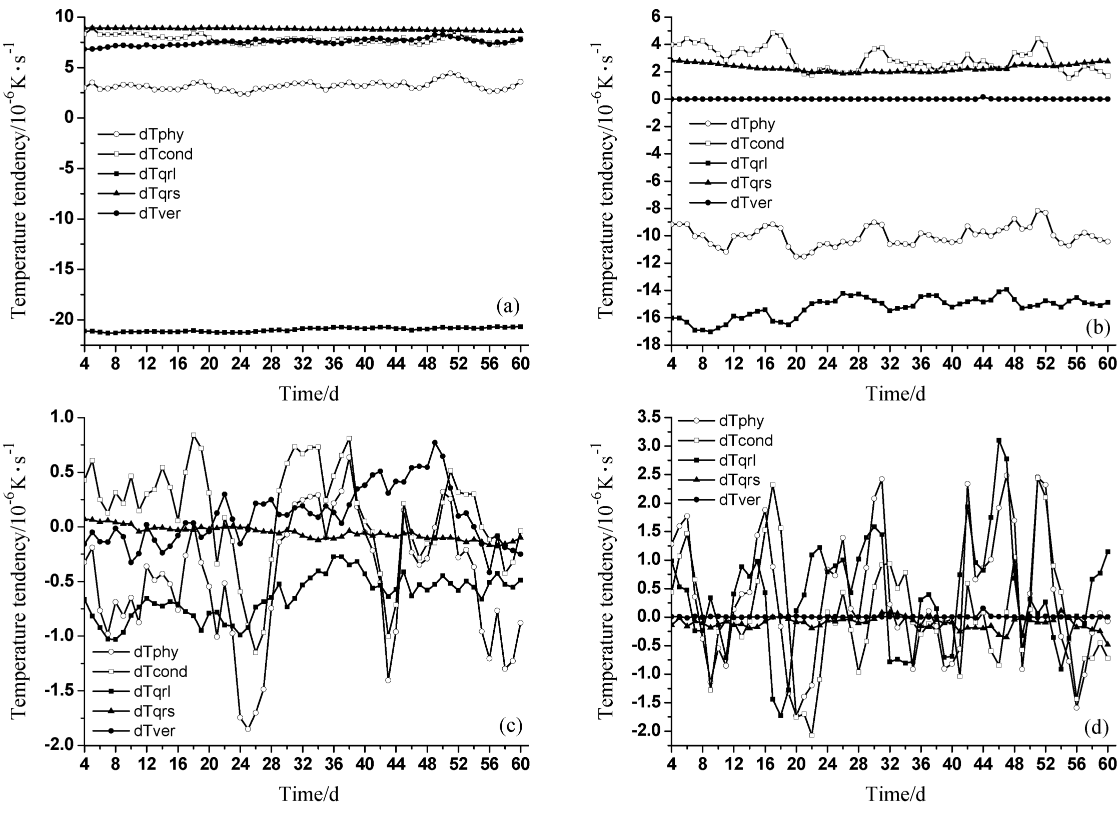


图10 FDT模拟的区域A及区域B的总物理过程的温度倾向（dTphy）、湿过程的温度倾向（dTcond）、长波辐射的温度倾向（dTqrl）、短波辐射的温度倾向（dTqrs）以及垂直扩散的温度倾向（dTver）：(a)、(b) IAP_FDT；(c)、(d) IAP与CAM模拟结果的差值（IAP_FDT−CAM_FDT）；(a)、(c) 为区域A的模拟结果；(b)、(d) 为区域B的模拟结果

Fig. 10 The time series of the temperature tendencies due to physics (dTphy), due to moist process (dTcond), due to long wave radiation (dTqrl), due to short wave radiation (dTqrs), and due to vertical diffusion (dTver) in region A and region B in FDT experiment: (a), (b) IAP_FDT; (c), (d) IAP_FDT CAM_FDT; (a), (c) are simulations in region A; (b), (d) are simulations in region B

表4　图10中各条曲线之间的相关系数

Table 4　The correlation coefficients between different curves in Fig. 10

图号	试验	模式	相关系数									
			dTphy 和 dTcond	dTphy 和 dTqrl	dTphy 和 dTqrs	dTphy 和 dTver	dTcond 和 dTqrl	dTcond 和 dTqrs	dTcond 和 dTver	dTqrl 和 dTqrs	dTqrl 和 dTver	dTqrs 和 dTver
图10a	A	IAP	0.497*	0.465*	−0.295	0.475*	−0.284	0.360*	−0.492*	−0.873*	0.576*	−0.569*
图10b	B	IAP	0.638*	0.136	0.267	−0.011	−0.629*	0.333	−0.004	−0.481*	−0.020	−0.034
图10c	A	IAP−CAM	0.795*	0.534*	−0.138	0.396*	0.131	0.129	−0.193	−0.742*	0.372*	−0.220
图10d	B	IAP−CAM	0.655*	0.545*	−0.049	0.007	−0.273	0.412*	−0.364*	−0.587*	0.033	−0.089

A一样，在区域B中长波辐射加热率与短波辐射加热率也存在显著的负相关。同时，该区域的长波辐射加热（dTqrl）与湿过程的加热（dTcond）也有很好的负相关。这种负相关可能是由温度引起的一种间接的关系。具体说来，在高纬的对流层中上层（即区域B所处位置），水汽含量很低，长波辐射的大小主要取决于温度的高低，温度越高，长波辐射冷却越强。计算表明IAP_FDT模拟的区域B中长波辐射加热率与温度的相关系数高达 −0.905。同样，温度越高，也越有利于此处的湿过程的发生，在该地区湿过程加热率与温度的相关系数也达到了0.783。在IAP及CAM模式中首先计算湿过程，然后计算辐射过程，于是当上一时刻的动力框架部分加热大气时，此时湿过程加强，将向大气释放更多的热量（即dTcond增加），从而进一步加热大气，于是在接下来的辐射计算中，长波辐射的冷却作用就会加强（即dTqrl减小），于是dTcond与dTqrl就呈现出反位相的相互响应关系。此外，在区域B中，由于dTver本身的量值及变率都非常小，因此它与其他变量的相关性亦很小。

5　小结与讨论

本文利用两个大气环流模式CAM3.1和IAP AGCM4.0对模式中动力框架与物理过程之间的相互作用及响应关系进行了初步探讨。我们首先发现，在H-S试验及CLI试验中，两模式模拟的温度差在中低纬的对流层（区域A）差异较大，而在高纬地区（区域B）则比较一致。我们推测造成该现象的原因为模式中的动力框架和物理过程之间存在较复杂的相互作用。接下来，我们设计了DDT和FDT两组试验，来验证我们上述的推测，并对模式中动力框架与物理过程之间的相互关系进行了初步研究，有以下几点主要结论：

（1）在两组试验中，两模式模拟的温度差的时间序列在区域A差别较大，在区域B则有很好的相关性，说明在区域B动力框架的作用占主要地位。

（2）在低纬的对流层，中低纬平流层以及850 hPa以下的整个对流层低层，物理过程的总体效果为加热大气，而在这之外的其他区域则使大气冷却；动力框架的作用则与之相反，二者的作用相互抵消，使得大气的温度基本处于一种平衡的状态。

（3）湿过程的总体效果是加热大气，只有在900 hPa以下的近地面层是冷却大气，其空间分布与整个物理过程的总体效果较为一致；垂直扩散的影响主要发生在850 hPa以下的对流层低层，其直接效果就是加热低层大气，且越靠近地面，加热率越高；短波辐射加热在对流层低层太阳直射点处最大，向两极及对流层上层逐渐减少，在平流层由于臭氧的存在而随高度增加；长波辐射在绝大部分地方冷却大气，在近地面的冷却作用最强，对流层顶到平流层底则最弱。

（4）在应用H-S强迫的DDT试验中，无论在区域A还是区域B，总的温度倾向的变化都强烈地依赖于动力框架的贡献，而H-S强迫则可近似地认为一个定常的强迫。

（5）在FDT试验中，区域A和区域B的结果差异较大。在区域A，总的温度倾向的变化不仅依赖于动力框架，而且依赖于物理过程，二者的贡献相当，且它们之间为相互补偿的反相相关关系；在区域B，总的温度倾向的变化主要依赖于动力框架的贡献，物理过程造成的倾向变化很缓慢，且物理过程与动力框架之间为正位相的响应关系。

（6）在几个主要的物理过程中，湿过程的变化最为显著，对总的物理过程倾向的贡献也最大；在高纬地区，长波辐射也有较大的变率；短波辐射主要受太阳直射点的影响，季节变化明显，每日间的变化较小；无论在高纬或低纬，长波辐射和短波辐射之间都是近似负反馈的关系。

以上结论表明，大气环流模式 IAP AGCM4.0 和 CAM3.1 较好地反映了动力框架与总的物理过程之间，以及各个物理过程之间的相互作用和响应，而且大多数响应关系也可以从物理上得到较好的解释，这有助于我们理解动力框架以及各个物理过程之间相互依赖，相互平衡的关系，也有助于更好地进行物理参数化方案的设计。不过，本文只是对大气环流模式中动力框架与物理过程相互作用的一个初步研究，今后还有很多问题值得进一步深入研究：如动力框架与物理过程的相互作用对风场及水汽场的影响，以及更细致的物理过程间的相互作用机制（如深积云对流与云物理过程之间）等。

致谢 本研究得到美国纽约州立大学石溪分校张明华教授的有益指导和帮助，特此致谢。

参考文献（References）

Beljaars A C M. 1991. Numerical schemes for parameterizations [R]. Proc. ECMWF Seminar on Numerical Methods in Atmospheric Models, Vol. 2. Reading, United Kingdom, ECMWF, 142pp.

Beljaars A, Bethtold P, Kohler M, et al. 2004. The numerics of physical parameterization' [R]. Proceedings of the ECMWF seminar on recent developments in numerical methods for atmosphere and ocean modeling. European Centre for Medium-Range Weather Forecasts, Shinfield Park, Reading, UK, 113－134 .

Caya A, Laprise R, Zwack P. 1998. Consequences of using the splitting method for implementing physical forcings in a semi-implicit semi-Lagrangian model [J]. Mon. Wea. Rev., 126: 1707－1713.

Chen M, Rood R B, Takacs L L. 1997. Impact of a semi-Lagrangian and an Eulerian dynamical core on climate simulation [J]. J. Climate, 10: 2374－2389.

Collins W D, Rasch P J, Boville B A, et al. 2004. Description of the NCAR community atmosphere model (CAM3.0)[R]. NCAR Technical Note NCAR/TN－464＋STR, 214pp.

Collins W D, Rasch P J, Boville B A, et al. 2006. The formulation and atmospheric simulation of the community atmosphere model version 3 (CAM3) [J]. J. Climate, 19: 2144－2161.

Dubal M, Wood N, Staniforth A. 2004. Analysis of parallel versus sequential splittings for time-stepping physical parameterizations [J]. Mon. Wea. Rev., 132: 121－132.

Dubal M, Wood N, Staniforth A. 2006. Some numerical properties of approaches to physics dynamics coupling for NWP [J]. Quart. J. Roy. Meteor. Soc., 132: 27－42.

Held I M, Suarez M J. 1994. A proposal for the intercomparison of the dynamical cores of atmospheric general circulation models [J]. Bull. Amer. Meteor. Soc., 75: 1825－1830.

Hurrell J W, Hack J J, Phillips A, et al. 2006. The dynamical simulation of the community atmospheric model version 3 (CAM3) [J]. J. Climate, 19: 2162－2183.

Lin S J. 2004. A "vertically Lagrangian" finite-volume dynamical core for global models [J]. Mon. Wea. Rev., 132: 2293－2307.

Oleson K W, Dai Y, Bonan G, et al. 2004. Technical description of the community land model (CLM)[R]. NCAR Technical Note NCAR/TN－461＋STR, 174pp.

Phillips N A. 1956. The general circulation of the atmosphere: A numerical experiment [J]. Quart. J. Roy. Meteor. Soc., 82: 123－164.

Phillips N A. 1959. Numerical integration of the primitive equations on the hemisphere [J]. Mon. Wea. Rev., 87 (9): 333－345.

Termonia P, Hamdi R. 2007. Stability and accuracy of the physics-dynamics coupling in spectral models [J]. Quart. J. Roy. Meteor. Soc., 133: 1589－1604.

Tiedtke M. 1993. Representation of clouds in large-scale models [J]. Mon. Wea. Rev., 121: 3040－3061.

Wan H, Marco A G, Luca B. 2008. Ensemble Held-Suarez test with a spectral transform model: Variability, sensitivity, and convergence [J]. Mon. Wea. Rev., 136: 1075－1092.

Williamson D L. 2002. Time-split versus process-split coupling of parameterizations and dynamical core [J]. Mon. Wea. Rev., 130: 2024－2041.

张贺. 2009. 大气环流模式 IAP AGCM4.0 的设计及其数值模拟[D]. 中国科学院大气物理研究所博士学位论文，194pp. Zhang He. 2009. Development of IAP atmospheric general circulation model version 4. 0 and its climate simulations [D]. Ph. D. dissertation (in Chinese), Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, 194pp.

张贺，林朝晖，曾庆存. 2009. IAP AGCM-4 动力框架的积分方案及模式检验 [J]. 大气科学，33 (6)：1267－1285. Zhang He, Lin Zhaohui, Zeng Qingcun. 2009. The computational scheme and the test for dynamical framework of IAP AGCM-4 [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 33 (6): 1267－1285.