

GOALS/ LASG 模式对气候平均态的模拟*

吴统文

(中国科学院大气物理研究所, LASG, 北京, 100029;
国家气候中心气候研究开放实验室, 北京, 100081)

吴国雄 王在志 宇如聪

(中国科学院大气物理研究所, LASG, 北京, 100029)

摘 要

中国科学院大气物理研究所 LASG 最近发展了全球海洋-大气-陆面耦合气候模式系统(GOALS)的新版本, 实现了全球大气环流谱模式(R42L9)与海洋环流模式(T63L30)在 $40^{\circ}\text{S}\sim 40^{\circ}\text{N}$ 之间的开洋面海-气通量交换的完全耦合。该模式系统已积分了 40 a,基本上不存在明显的气候漂移。文中通过对所模拟的后 30 a 平均的热带、副热带地区海温、海表风应力、洋面净通量和降水等的气候平均态与多种实测资料的对比分析,结果表明,GOALS 模式基本上模拟再现了当今气候的一些主要特征,对热带气候平均态已具有一定的模拟能力,但也注意到,与观测相比,区域性差异是明显存在的,比如沿赤道西太平洋“暖池”区和靠近南美沿岸的东太平洋海域以及印度洋海表温度明显偏高约 2°C ,所模拟的赤道东太平洋海温冷舌西伸明显,造成赤道中太平洋海温明显偏冷等偏差。这些模拟误差,与模式中海表风应力和洋面所得到或释放的净热通量有密切的关系。SST 的模拟误差反过来也影响到对降水的模拟。

关键词: 全球海洋-大气-陆面耦合气候模式系统, 气候平均态, 模拟评估。

1 引 言

自从 20 世纪 90 年初,中国科学院大气物理研究所大气科学和地球流体力学数值模拟国家重点实验室(LASG/IAP)气候模拟研究小组就开始着手研制建立一个全球海洋-大气-陆地气候系统模式(GOALS)系统。在 1996 年,实现了较低分辨率的全球大气环流谱模式(R15L9,球谱函数采用菱形 15 波截断,水平分辨率相对于 7.5° 经度 $\times 4.5^{\circ}$ 纬度,垂直方向共分 9 层)^[1]和全球 5° 经度 $\times 4^{\circ}$ 纬度 20 层海洋环流模式(ML20)^[2]通过月平均通量距平耦合方案^[3]成功地耦合起来^[4,5],并已提供给从事气候研究的科学家们使用。随着大气模式和海洋模式的不断发展和逐步完善,LASG 已先后形成了 GOALS 模式系统的 5 个不同版本^[5]。

在已有的 GOALS 模式的几个版本中,全球大气环流子模式(R15L9)采用独特的模式动力框架,

K-分布辐射参数化^[6,7]、SSiB 陆面过程参数化^[8]、诊断云量^[9]等模式物理过程的逐渐嵌套耦合到 R15L9 大气模式中^[1]。近年来,模式分辨率也由 R15L9 提高到 R42L9(菱形 42 波截断,水平分辨率 2.8125° 经度 $\times 1.67^{\circ}$ 纬度),模式性能有较大的提高^[10]。海洋环流模式也在不断地发展和完善,已建立了第 3 代(T63L30,约 1.875° 经度 $\times 1.875^{\circ}$ 纬度水平分辨率,30 层海洋)^[11]和第 4 代(0.5° 经度 $\times 0.5^{\circ}$ 纬度,30 层海洋)^[12]海洋环流模式。为了更进一步地描述区域气候的细微特征,最近又初步建立了 R42L9 大气环流谱模式与 T63L30 海洋环流模式耦合的 GOALS 模式新版本。

厄尔尼诺是发生在热带太平洋的重要现象,对海-气耦合系统的平衡态比较敏感^[13~15],为了便于以后利用 GOALS 模式开展对热带海-气相互作用的模拟试验研究,有必要了解该模式系统对气候平均态的模拟能力。

* 初稿时间:2003 年 6 月 9 日;修改稿时间:2003 年 11 月 23 日。

资助课题:中国科学院知识创新工程重要方向项目 ZKCX2-SW-210、国家自然科学基金重点 40231005、40005008 和 40135020 项目。

2 GOALS 模式简介、试验方案及所用资料

2.1 大气分量模式 R42L9

该子模式是一全球大气环流谱模式,在水平方向为菱形截断 42 波,分辨率相当于 2.8125° 经度 \times 1.66° 纬度,采用 σ 垂直坐标系,分为 9 层(即 R42L9)。模式动力框架独特,引入了一参考大气,采用半隐式时间积分方案。辐射方案采用 $\text{Shf}^{[6]}$ 最早提出,后经过不断改进的 K-分布辐射参数化方案^[7]。加进了 Xue 等^[8] 提出的简化生物圈(SSB)陆面过程参数化方案,引入了 Sling 等^[9] 提出的云量诊断参数化方案。还充分考虑了其他重要的次网格物理过程,如 Manabe 等^[16] 提出的湿对流调整方案以及垂直、水平扩散等。该模式在月平均海温气候场和 1978~1999 年实测海温情况下,都能模拟出当今气候平衡态的主要特征,对全球和区域性气候季节变化也具有一定的模拟能力^[10]。

在 GOALS 模式中,大气环流子模式(R42L9)所需的海表温度在开洋面由海洋环流子模式预报,但在高纬有结冰的洋面,海表温度是通过大气环流子模式根据海冰面能量平衡方程直接进行计算,又是大气模式的一预报物理变量。

2.2 大洋分量环流模式 T63L30

大洋分量环流模式采用与国家气候中心(NCC)大气环流谱模式三角形截断 63 波(T63)相对应的经纬网格,水平分辨率约为 $1.875^\circ \times 1.875^\circ$ 。采用 η 垂直坐标系,在垂直方向共分 30 层,其中 250 m 以上分 10 层,250~1000 m 之间分 10 层,再往水下至 5600 m 分 10 层,这样使得温跃层内的分辨率较细。没有采用“刚盖”近似的洋面,海表高度是模式的一个预报量。模式已引入了沿等密度面扩散格式^[17] 以及其他比较成熟的参数化方案。对模式的详细描述见参考文献[11]。该模式经积分 1000 多年的模拟结果表明,同 LASG 第 2 代全球海洋模式(水平分辨率为 $4^\circ \times 5^\circ$ 经纬度,20 层海洋,简称 ML20)相比,它的模拟结果表现出令人鼓舞的改进,特别是模拟的主温跃层变薄、深海变冷、与北大西洋深水相关的翻转环流及向北的热输送增强等特征更加符合实际,达到与国际上一些同等分辨率的模式水平。该模式已成功地实现了与国家气候中心的 T63 大气环流谱模式^[18] 以及美国国家大气研究中心(NCAR)的 CCM3 大气环流模式^[19] 的耦合,在这里不作详细介绍。下面简要描述如何实现该海洋环

流模式与 R42L9 大气环流谱模式的耦合。

2.3 海-气界面通量耦合方案

如何处理海-气界面上的能量交换是海-气耦合模式成败与否的关键问题之一。目前世界上所有的海-气耦合模式系统大体上分为两个大类,一类是通量订正或通量调整技术^[20,21],这是早期的模式发展中常采用的方法^[22],在 GOALS 模式的已有版本中,采用的月平均或日平均通量距平耦合方案^[23,24] 就属于这一类。第二类就是实现海-气界面通量的完全耦合。在近几年的模式发展中,大多采用此方法。本文所介绍的 GOALS 最新版本中,为了便于开展热带海-气相互作用的研究,基本上实现了 $40^\circ\text{S} \sim 40^\circ\text{N}$ 开洋面上海-气热通量的完全耦合。海洋环流子模式在其他洋面(包括海冰)对于热通量的处理仍保持原方案,利用月平均实测气候值线性插值而得, $40 \sim 60^\circ\text{N}$ 和 $40 \sim 60^\circ\text{S}$ 之间的洋面是一过渡带。在大气环流子模式中所需的海表温度和海冰分布直接由海洋环流模式给定。大气环流模式和海洋环流模式在每个模式日相互交换一次信息,大气从海洋模式获得前一模式日的日平均海表温度(SST)和海冰分布,并在大气模式的一个模式日积分中保持 SST 和海冰分布不变,而海洋模式所需的要素场包括海表风应力和进入海洋的净热通量等则取大气模式计算的日平均值,这些要素场中,目前还未考虑净淡水通量的影响。

和以前的 GOALS 几个版本相比,目前的 GOALS 模式版本在耦合方案和程序整体结构上发生了较明显的改变。为了保持大气模式格点和海洋模式格点之间的相互合理插值,还采用了美国国家大气研究中心(NCAR)发展的耦合器(Coupler)的插值方案。目前的 R42L9 大气环流模式在模拟性能上已有了很明显的提高^[10],这也是保证在热带地区海-气之间完全通量耦合成功的重要条件。该模式首先利用多年气候平均的大气观测资料强迫海洋环流模式积分百年(可以认为基本上达到模式平衡),再利用海洋环流模式所模拟的多年平均海温作为外强迫,利用大气环流模式已积分多年的模式平衡态作为大气环流初始场,再对大气模式积分 10 a。然后分别把海洋环流模式和大气模式的输出结果作为 GOALS 模式的初始场,积分 40 a,模式前 10 a 左右可以被看做是海-陆-气之间的一调整过程,之后的 30 a 模拟基本上不存在明显的气候漂移。图 1 给出了热带太平洋 $2^\circ\text{S} \sim 2^\circ\text{N}$ 近赤道纬度带平均的

海温沿各经度-时间剖面,不难看出,各个经度上的海温年循环比较明显,赤道东太平洋的海温冷舌区基本上一直保持在 $150^{\circ}\text{E}\sim 90^{\circ}\text{W}$,在第 10~39 模式年期间没有出现明显的系统性向东或西的偏移。因此,本文将重点分析后 30 a 的平均气候态的模拟性能,对年际变化的模拟分析将在另文^[25]讨论。

2.4 所用资料

为了对比分析模式模拟气候与实际观测值之间的异同,本文将用到(1) Reynolds 和 Smith^[26]所整

理,1951~2000 年的 50 a 全球 $2^{\circ}\times 2^{\circ}$ 月平均海表温度(SST)资料;(2)1980~2000 年热带太平洋海域($35^{\circ}\text{S}\sim 45^{\circ}\text{N}$, $123^{\circ}\text{E}\sim 71^{\circ}\text{E}$)5~2126 m 共 27 层的海水温度和海表风应力资料^[27];(3)1979~2000 年 Xie-Arkin^[28]所整理的全球 $2.5^{\circ}\times 2.5^{\circ}$ 网格点月平均降水率资料;(4)1958~1997 年 NCEP/NCAR 全球 $2.5^{\circ}\times 2.5^{\circ}$ 网格点月平均洋面净通量(由净辐射通量和感热、潜热通量计算而得)资料^[29]。

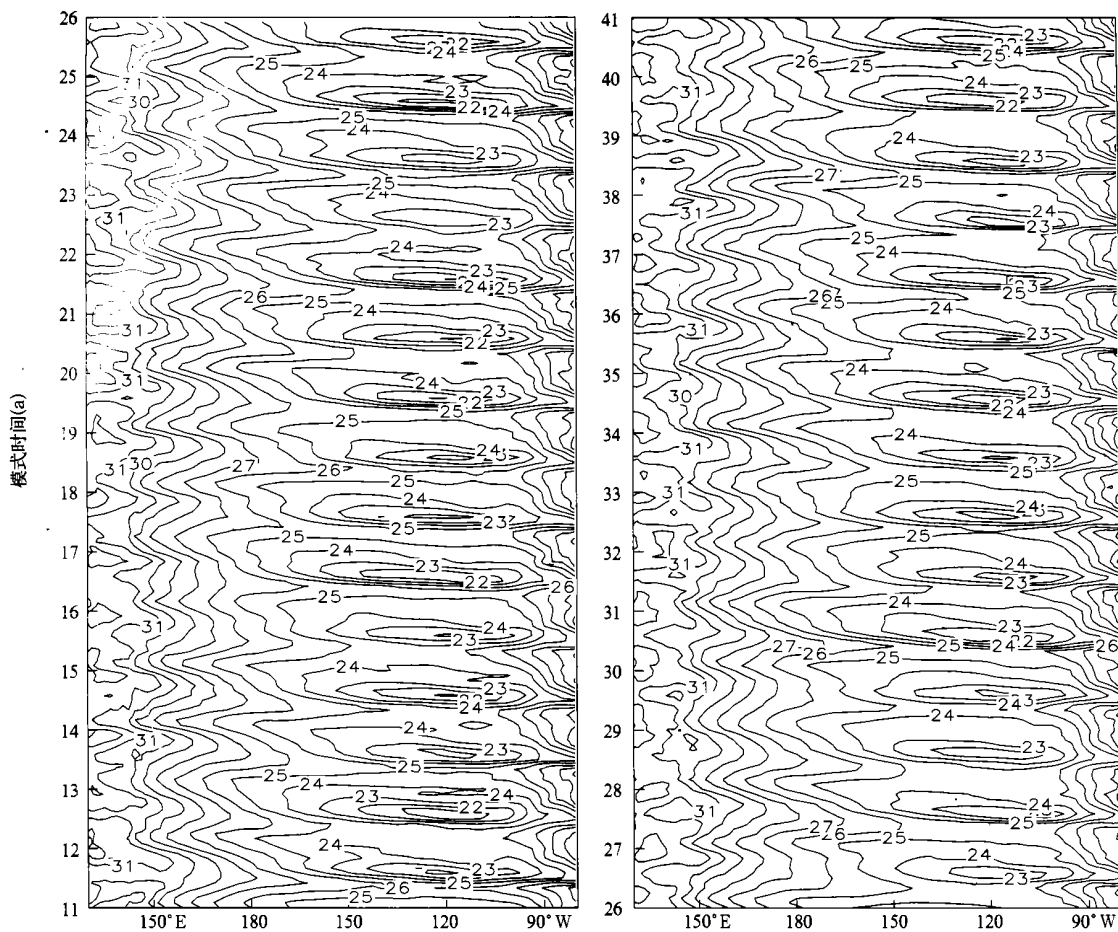


图1 近赤道太平洋 $2^{\circ}\text{S}\sim 2^{\circ}\text{N}$ 纬带平均的海温经度-时间(单位 $^{\circ}\text{C}$) 剖面

Fig. 1 The longitude-time section of the $2^{\circ}\text{S}\sim 2^{\circ}\text{N}$ averaged monthly mean SST ($^{\circ}\text{C}$) along the equatorial Pacific for the 30 years integration from the 11th to the 39th model years

3 模拟结果分析

3.1 海表温度

图 2(见彩页)给出了 GOALS 模式所模拟的 30 a 年平均 SST 全球空间分布和 1951~2000 年共 50 a 实测的年平均 SST。不难看出,GOALS 模式模拟再现了全球 SST 的整体空间分布特征。SST 等值

线在中高纬度基本上是沿纬向分布的,等温线在中纬度相当密集,尤其是靠近北太平洋和北大西洋西部沿岸的海域最为明显。SST 沿纬向不对称分布主要集中在赤道和热带太平洋,表现为太平洋东部偏冷,西部偏暖。在靠近赤道偏北地区,存在着一海温大于 27°C 的暖水带穿过整个东、西太平洋,从而使赤道东太平洋冷海水区与东南太平洋相连,形成了

一冷舌状。

GOALS 模式所模拟的 SST 与实测值之间仍存在一定的偏差。最明显表现在赤道东太平洋冷舌过于强盛,如图 2a 所示,小于 27°C 的等温线已延伸到日界线以西,比实测分布约偏西 30 个经度。由于该冷舌过强,造成赤道以北的暖水带变狭窄(图 2a),同时引起在西太平洋“暖池”的暖水向赤道以南伸展明显。在图 2c 所示的 GOALS 模拟值与实测 SST 的差值分布上,沿赤道中、东太平洋(约 $150^{\circ}\text{E}\sim 100^{\circ}\text{W}$ 范围)的模拟海温平均偏低观测值约 2°C ,而在赤道西太平洋印度尼西亚周边海域、赤道东太平洋靠近南美沿岸海域、以及赤道印度洋模拟的年平均海温偏暖 $1\sim 2^{\circ}\text{C}$,甚至在东太平洋秘鲁沿岸最高超过 4°C 的误差。在其他海域,比如北太平洋副热带洋面模拟的平均海温偏低约 1°C ,但在南太平洋大部分区域平均偏高 $1\sim 2^{\circ}\text{C}$ 。

在 GOALS 模式中所出现的赤道东太平洋冷舌偏强西伸、赤道中太平洋偏冷,在东太平洋南美沿岸

偏暖的现象,在其他海-气耦合模式(CGCM)中,也是普遍存在的^[30,31]。Latif 等^[31]认为,在太平洋东部边界偏暖的 SST 可能与低层层云云量、南美大陆沿海陡峭地形、以及狭窄的沿岸涌升流等参数化在模式中描述不准确有关,但究竟那个原因占主导地位,目前尚不清楚。

GOALS 对 SST 季节变化的模拟性能。从图 3 所示的沿赤道太平洋各个经度上的近赤道 $2^{\circ}\text{S}\sim 2^{\circ}\text{N}$ 狭窄带平均的 SST 年循环(年平均值已扣除)变化特征可以看出,赤道东、西太平洋海温季节变化存在明显的差异。在这里,需要说明的是,由于目前国际上几乎所有耦合模式所模拟的热带太平洋海温变化过于集中在近赤道地区^[31],GOALS 模式也不例外。所以,为了便于和国外模式的比较,在本工作中仍仿照国外对耦合模式评估的惯用方法^[30-33],重点分析近赤道 $2^{\circ}\text{S}\sim 2^{\circ}\text{N}$ 太平洋纬度带的平均变化特征。众所周知,太阳每年要经过赤道上空两次,由太阳辐射强迫所引起的海温季节变化应是 0.5 a 周

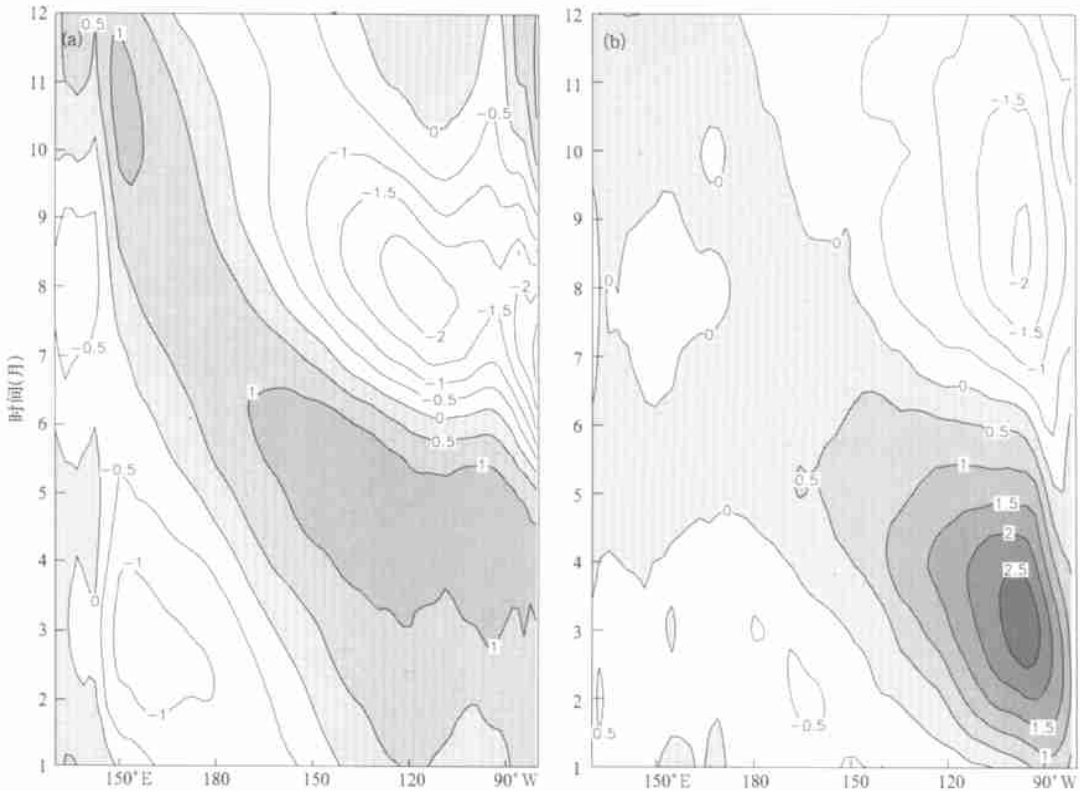


图 3 沿太平洋各经度上的 $2^{\circ}\text{S}\sim 2^{\circ}\text{N}$ 近赤道 SST 的年循环 GOALS 模拟值(a)与实测值(b)的比较
(图中沿各纬度的年平均海温已扣除,单位: $^{\circ}\text{C}$)

Fig. 3 The GOALS simulated (a) and the observed SST annual cycle ($^{\circ}\text{C}$) in the Pacific along the equator ($2^{\circ}\text{S}\sim 2^{\circ}\text{N}$). The values are the deviations from the annual means. (a. GOALS, b. OBS)

期。从图 3b 的观测资料分析表明,在日界线以西的西太平洋海温变化表现出明显的 0.5 a 周期变化,平均海温最低值约出现在 2 和 8 月,高海温时段出现在 5 月中旬和 11 月前后,这说明,西太平洋“暖池”的海温季节变化受太阳辐射的影响较明显,可是在同纬度的东太平洋却表现出明显的年周期变化特征,一年内最高海温约出现在 3 月,最低海温约出现在 9 月,这主要是由于赤道东太平洋的海温变化由动力过程控制为主,而非太阳辐射变化^[29],因此造成了在赤道东太平洋的海温高低极值变化明显比西太平洋大得多。如图 3b 所示,在 100°W 的 SST 季节变化幅度最大,极大、小值相差约 4.5 °C 以上。在赤道南北分别受东南、东北信风的影响,东、中太平洋海温年周期变化有明显从东向西传播的过程。

由于赤道东太平洋的海温季节变化受动力作用(包括风应力和海洋内部动力作用)的影响为主,在目前大多数海-气耦合模式(CGCM)中是很难准确模拟的^[31, 34]。GOALS 模式也不例外,虽然基本上模拟出了赤道东、西太平洋海温年循环分别以年和半年周期振荡为主的季节变化特征,但位相和振幅同实测分析值相比都存在较大的误差。如图 3a 所示,在赤道东太平洋的海温变化最暖时段集中在 4 月左右,落后观测值大约 1 个月,但最冷时段却比观测分析值超前约半月。高、低海温峰值相差约 3 °C,比实际观测值偏低 1.5 °C。GOALS 所模拟的海温年循环振幅偏弱的缺陷,也是目前大多数 CGCM 模式普遍存在的现象,Latif 等^[31]曾比较了 24 个 CGCM 模式的模拟结果,其中就有 14 个模式所模拟的年循环振幅在赤道东太平洋比观测值偏低,有的模式所模拟的 SST 冷暖温差极值仅约 1 °C。他

们同时指出,CGCM 所模拟的赤道东太平洋海温年变化幅度偏小现象在一定程度上与海洋模式分辨率较低有关,因为高分辨率的海洋模式(至少 $1^\circ \times 1^\circ$)有助于对赤道东太平洋沿岸的涌升流的模拟,从而能较好再现比较理想的年循环特征。另外,赤道东太平洋的低层层云的模拟误差也是比较主要的影响因子之一^[34]。

从图 3a 所示的模拟分布还可以看出,GOALS 模式较好地模拟再现了东、中太平洋海温年周期变化向西传的现象。从实际观测分析(图 3b)来看,到日界线附近,年周期变化衰减较快,已不明显。但从模拟结果来看,甚至在 150°E 到日界线之间的海温季节变化仍还是以年周期循环为主,且高低海温变化幅度明显比观测值大得多。西太平洋海温的半年周期变化也并不显著。

3.2 海洋浅表层海温

如果按温度年变化不超过 0.5 °C 的判据定义,混合层最深一般不超过 500 m^[35]。因此,这里重点分析海洋表层 500 m 以上的海温垂直结构特征。图 4 是沿赤道太平洋 130°E~80°W 各经度的浅层海洋各层年平均温度垂直剖面分布。可以看出,GOALS 模式所模拟的赤道西太平洋海温在 250 m 以下同观测分析值(图 4b)相比差别不大,海水等温线的深度位置也彼此接近,比如 14 °C 的等温线基本上在同一深度,在 250~200 m。但在赤道东太平洋模拟和观测分析值之间的差异相对较明显,14 °C 的等温线深度明显比观测值位置偏浅,在东太平洋 100 m 以下的海温模拟偏冷,垂直温度结构模拟值与观测之间的误差较大。

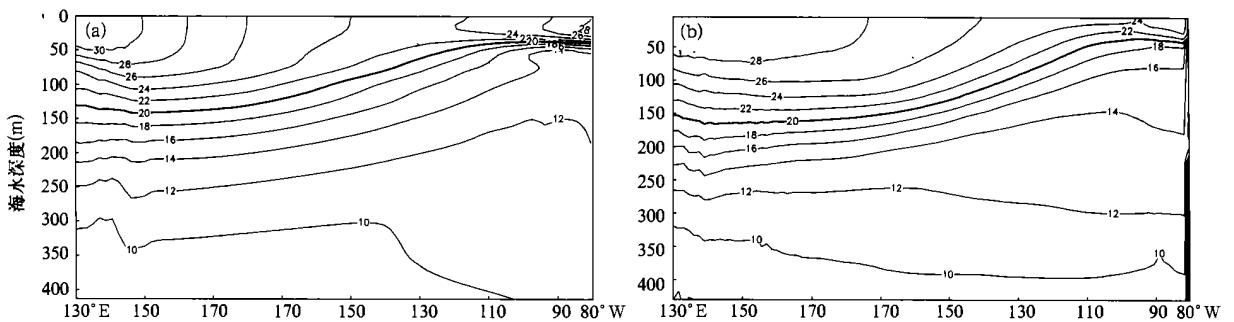


图 4 GOALS 模式模拟(a)和实测(b)的沿赤道太平洋浅层海洋(0~400 m)的年平均温度的经度-深度垂直剖面分布(单位: °C)

Fig. 4 The longitude-depth sections of the GOALS simulated (a) and the observed (b) annual mean sea temperature(°C) along the equatorial Pacific

进一步对比图 4a 和 b 所示的观测再分析和模拟结果, 还可以清楚地看出, 在西太平洋约 100~200 m 和东太平洋约 100 m 深度存在一个垂直温度梯度极大值的斜温层(或温跃层), 表现为等温线相对密集区。如果以 20 °C 等温线代表温跃层的平均深度, 根据图 4b 中的观测分布可以看出, 西太平洋约在 160 m 附近, GOALS 的模拟偏浅约 20 m, 但在赤道东太平洋两者比较接近, 温跃层位置较浅, 大约在 50 m 附近。

从图 4 还可以看出, 在深 100 m 的浅表层海温的模拟与观测值之间的差异是非常清楚的, 在赤道东、西太平洋两侧各存在一个高海温暖水区, 模拟的海温明显大于观测值。

3.3 洋面风应力

洋面风应力是驱动海洋上层环流的直接动力, 是决定上层海水流动和影响 SST 分布的重要外部动力因子。从 GOALS 模拟(图 5a)的和根据观测资料分析(图 5b)的太平洋洋面年平均风应力矢量场的空间分布来看, GOALS 模式较理想地再现了风应力场的整体空间分布特征。从图 5b 可以看出, 在 35°N 以北的太平洋中高纬度地区主要被大范围的气旋性环流所控制, 在北半球副热带洋面, 受副热带

高压系统的控制, 主要盛行反气旋性环流, 在北半球热带洋面盛行东北信风, 与南来的东南信风在近赤道偏北侧一个狭窄纬度带汇合, 形成热带辐合区。该辐合区正好对应于图 2 所示的北半球近赤道海域的暖水纬度带。在赤道西太平洋暖池区, 也正是来自东北、东面和东南面的气流辐合的驱动。在南半球热带和副热带太平洋, 主要受东南或东风风应力的作用。

从图 5 也可以看出 GOALS 模拟值与观测值之间的区域性差异明显。虽然 GOALS 再现了位于 40°N 附近的一强大纬向风应力带, 但 GOALS 模拟明显偏强, 中心位于阿留申群岛附近; GOALS 也较好地模拟出了分布在 5~25°N 之间的强东风风应力带, 但在西太平洋的纬向风应力强度要比观测分析值略偏强, 这有可能对西太平洋“暖池”表层海温模拟偏暖、赤道中太平洋海温模拟偏冷有较大的作用和影响; 在南半球热带、副热带太平洋洋面, 盛行的纬向东风或东南风风应力强度在部分区域有所偏弱, 尤其是东南太平洋, 反气旋性风应力矢量场分布明显, 这可能对图 2 所示的赤道东太平洋海表温度冷舌模拟过于西伸、且强度偏强有直接的影响。

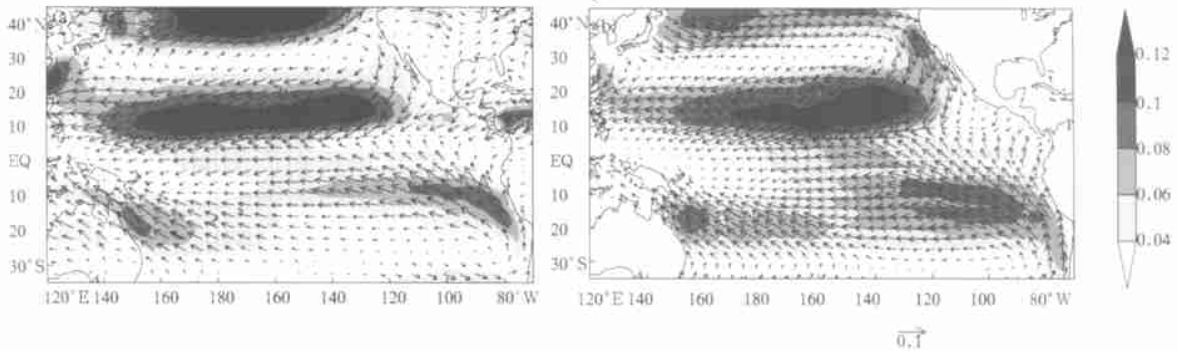


图 5 GOALS 模式模拟的热带、副热带太平洋表面年平均风应力矢量场 (a) 和实测气候分布 (b) (单位 N/m^2 。图中阴影区代表风应力大于 $0.04 N/m^2$, 风应力矢量标尺见图的右侧)

Fig. 5 The GOALS simulated (a) and the observed (b) annual mean wind stress vectors (N/m^2) and their magnitudes (shaded area) in the tropical and subtropical Pacific. The shaded area shows where the magnitude of wind stress is larger than $0.04 N/m^2$

3.4 洋面净热通量

在 CGCM 中, 洋面净热通量模拟误差对 SST 有相当大的影响。假设海表混合层为 40~50 m, $15 W/m^2$ 的净热通量误差, 在海-气间无负反馈的情况下积分 1 个月就可产生 $0.2 ^\circ C$ 的误差, 积分 10 个月

误差就达 $2 ^\circ C$ ^[35], 而实际上在某些区域净热通量的误差大大超过 $15 W/m^2$, 再经过 SST、热通量和对流之间的反馈作用, 误差将会更大。

图 6a 和 b 给出了 GOALS 模拟的和 NCEP 再分析的年平均净热通量空间分布(正值表示大气加

热海洋, 反之, 海洋加热大气), 可以看出, 不管是 GOALS 模拟值还是 NCEP 再分析值都存在沿赤道及其两侧的一个正值净热通量纬度带, 赤道东太平洋得到最多, 中心最大值超过 100 W/m^2 , 该海域正对应于赤道东太平洋的 SST 冷舌, 说明在这一纬度带是大气向海洋输送热量。由于 GOALS 在该区域模拟的净热通量强度过强, 大于 50 W/m^2 的等值线已明显西伸到 160°E 附近。这与图 2a 中 GOALS 模拟的赤道东太平洋 SST 冷舌明显西伸也正好相对应。

NCEP 再分析资料表明(图 6b), 在南北半球副热带地区的部分洋面, 年平均净热通量为负值, 说明在这些区域主要表现为海洋向大气输送热量。负值中心集中分布在北太平洋和北大西洋西部, 中心极

值平均超过 -100 W/m^2 , 这些特征在 GOALS 模式中基本上都表现出来了, 但强度过于偏强。这一模拟误差可能与潜热通量有直接联系。从图 7 所示的年平均潜热通量空间分布可以清楚地看出, 在西北太平洋和西北大西洋近沿岸洋面, 是等值线密集的潜热通量极大值区, 根据 NCEP 再分析资料(图 7b)表明, 中心极大值大于 150 W/m^2 , 而 GOALS 所模拟的潜热通量约偏强 50 W/m^2 。进一步对比图 6 和图 2 可以清楚地看出, 在 GOALS 模式中对西北太平洋和西北大西洋沿岸的负净能通量模拟过强, 同该海域 SST 模拟值比实测值存在明显偏暖的误差是相对应的。因此, 如果要实现这些海域的海-气之间通量完全耦合, 必须提高在这些地区下垫面热通量的准确计算。

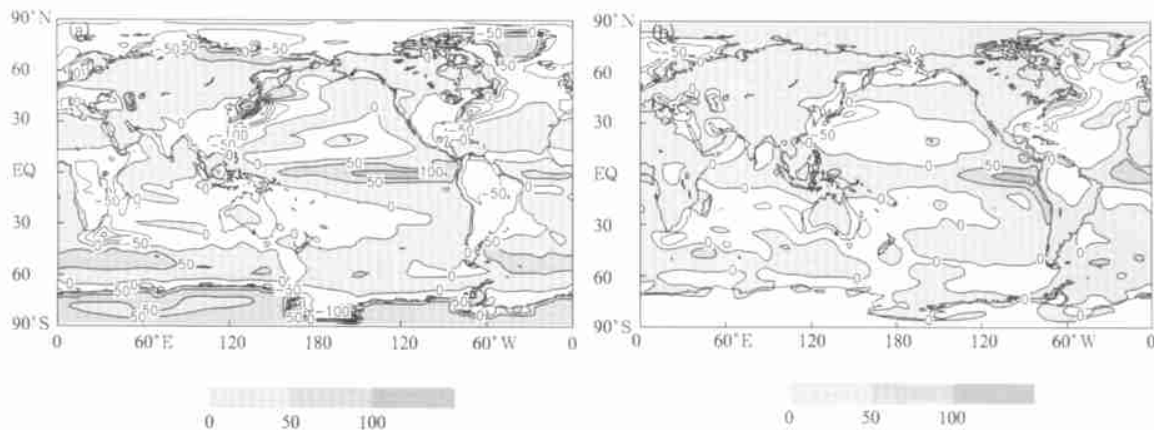


图 6 在地球表面的年平均净热通量 GOALS 模拟值(a)和 NCEP 再分析值(b, 1958~1997 年平均)的比较 (正值(阴影区)表示大气加热陆地和海洋, 单位: W/m^2)

Fig. 6 The GOALS simulated (a) and the NCEP reanalyzed (b) annual mean net heat flux (W/m^2) at surface. (The positive values represent the absorbed energy and surface and are shaded)

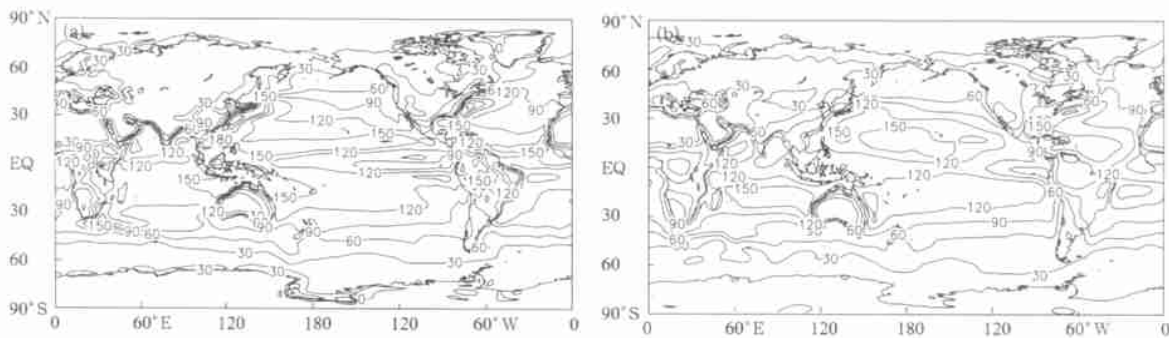


图 7 地球表面的年平均潜热通量, 说明同图 6

Fig. 7 The same as that in Fig. 6, but for the annual mean latent heat flux (W/m^2) at surface. (Positive values show upward fluxes)

3.5 降水量

从 GOALS 模式所模拟的全球范围年平均降水分布(图 8a)与 Xie-Arkin 降水气候分布(图 8b)的对比可以看出,模拟的降水空间分布与观测分析结果很相似,GOALS 模式模拟再现了靠近赤道穿过北太平洋热带辐合区的强降水雨带,在沿赤道偏南的印度洋和沿赤道大西洋也是多雨区,但雨带南北范围明显比实际观测分布狭窄,尤其是在印度洋,多雨带太靠近赤道。另外,在太平洋和大西洋西北部,由于受副热带高压西北面西南气流的影响,降水也较多,这些降水空间分布特征在 GOALS 模式中体现出来了。但模拟值与观测值之间的区域差异也是比较明显的,尤其体现在降水强度上,从图 8a 可以很清楚地看出,在上述降水多中心区的降水量普遍比观测气候值要大,尤其是在东、西太平洋两侧的降水量明显过多,形成了两个强降水中心,在赤道印度洋和赤道大西洋也比较明显,降水量等值线比观测值要密集得多。

在热带地区洋面的降水量模拟偏多与洋面温度 SST 模拟偏暖是密切相关的。因为海温偏暖容易激发偏强的对流,从而导致过多的降水。从图 1c 可以

清楚地看出,在赤道东、西太平洋两侧和赤道印度洋, SST 模拟值明显比观测值偏大,造成这些海域年平均降水量过多,在太平洋和大西洋的西北部也不例外。同样地,GOALS 模式在赤道中太平洋模拟的降水(图 8a)比观测值(图 8b)偏小,与图 1c 所示的在该海域的海温模拟值比实际分布偏冷有关。GOALS 模式在中、西太平洋的赤道两侧模拟出了几乎与赤道对称的虚假双辐合降水雨带(对比图 8a 和 b),这主要与 GOALS 模式所模拟的南太平洋海温模拟误差密切相联,事实上赤道以北的多雨带是与实际观测对应的,因为暖海水带正好偏向赤道以北热带太平洋地区(图 2b),但在图 2c 中可以清楚地看出,GOALS 模拟与观测值相比,沿赤道中、东太平洋是海温负距平带,而在赤道以南的南太平洋热带地区是海温正距平区,该海温异常南暖北冷的空间分布结构,容易导致局地形成南部上升偏强而赤道上升偏弱的经圈环流异常,与之相对应的,形成赤道以南降水偏多,而沿赤道降水偏少的空间格局,从而在 GOALS 模式中在赤道太平洋存在明显的双辐合带现象(图 8a)。

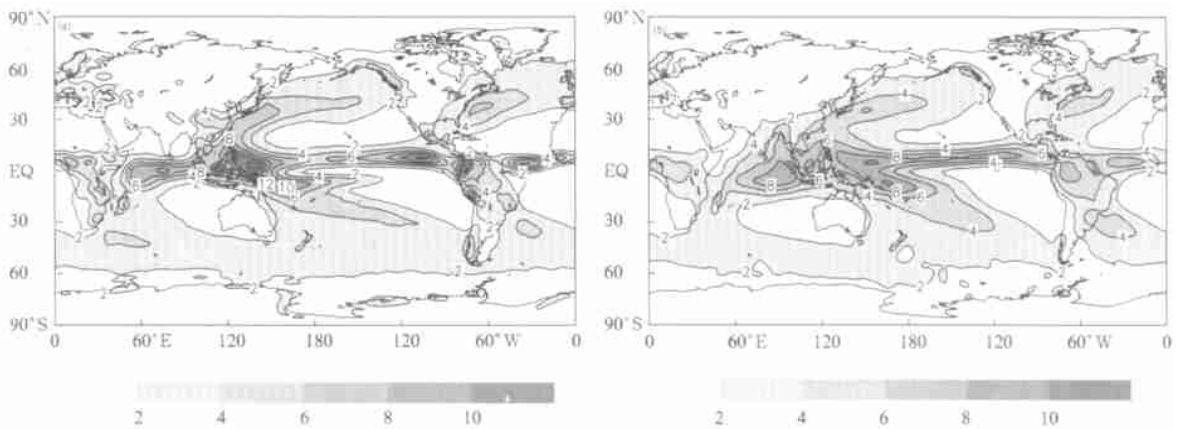


图 8 GOALS 模拟的全球范围年平均降水率(a)和 Xie-Arkin 实测降水率气候值(b)的比较(单位: mm/d)

Fig. 8 The GOALS simulated (a) and the Xie-Arkin's observed (b) annual mean precipitation rate (mm/day).

4 结论

本文对 LASG 最新版本的 GOALS 气候模式系统所模拟的海温、风应力、洋面净辐射通量和降水等多年气候平均态和季节变化特征进行了较深入的分析,结果表明,GOALS 模式对热带气候具有一定的模拟能力,主要体现在以下几个方面:

(1) GOALS 模拟再现了 SST 的总体空间分布特征,但区域性模拟误差仍然存在,比如沿赤道西太平洋“暖池”区、靠近南美沿岸的东太平洋海域、以及赤道印度洋年平均的 SST 模拟值比观测值偏高 2°C 左右。在赤道东太平洋海温冷舌过于西伸,造成赤道中太平洋海温明显偏冷。

(2) 基本上模拟出了近赤道太平洋 SST 的季节

循环。从观测分析来看,在西太平洋的海温变化以半年周期变化为主,而在赤道东太平洋却表现出明显的年周期变化特征,但 GOALS 模式所模拟的 SST 季节变化位相与观测值之间还存在着一定的误差,且年循环高低峰值之间的变化幅度明显偏小。

(3) 模拟的海洋浅表层海温垂直分布结构比较合理,比如沿赤道太平洋混合层厚度比较接近于实际。海水温度与观测值之间的最大误差主要集中在约 100 m 厚的海域浅表层。

(4) 模拟的风应力空间分布整体上比较接近于实际,但在部分海域仍存在较大的误差,如赤道西太平洋的纬向东风风应力强度要比观测分析值略大一些,这可能对 GOALS 模式在西太平洋暖池区浅表层海温过于偏暖将产生较大的动力驱动作用,另外,在太平洋东南部的副热带反气旋性风应力过于偏强,也可能对赤道东太平洋冷舌过于西伸有一定的作用。

(5) 模拟出了赤道东太平洋的正值净热通量狭窄带,大气向海温输送热量,但地理位置明显西伸,这与赤道东太平洋 SST 冷舌明显西伸是相互对应

的。另外 GOALS 模式还模拟出了北大西洋和北太平洋西部的负值净热通量中心,在这些洋面表现为海洋向大气输送热量,但所模拟的负值净通量过大,可能与感热通量的估计过大,海表温度模拟偏暖有关。

(6) GOALS 模式模拟再现了全球降水空间分布的总体特征,但模拟值与观测值之间的差距在部分区域仍然比较明显,比如在热带太平洋东、西两侧和赤道印度洋的平均年降水量明显比观测值要偏多,这可能与这些海域的 SST 模拟偏暖密切相关,相应地,在赤道太平洋中部降水模拟比观测值要偏少,同样与该海域海表温度模拟偏冷有关。

从以上分析结论可以看出,SST 的模拟误差不仅与海表风应力直接相关,而且与洋面得到或失去净通量的多少、潜热蒸发等相互作用和相互影响。SST 的模拟误差反过来也影响到对降水的模拟。

致谢:中国科学院大气物理研究所地球流体力学数值模拟国家重点实验室的张学洪研究员、俞永强博士和刘海龙博士在耦合模式发展过程中提供了宝贵的意见和技术上的帮助,在此深表谢意!

参考文献

- 1 Wu G-X, Liu H, Zhao Y-C, et al. A nine-layer atmospheric general circulation model and its performance. *Adv Atmos Sci*, 1996, 13: 1~ 18
- 2 Zhang X-H, Chen K-M, Jin X-Z, et al. Simulation of the thermohaline circulation with a twenty-layer oceanic general circulation model. *Theor Appl Climatol*, 1996, 55: 65~ 87
- 3 俞永强, 张学洪. 一个修正的海气通量距平耦合方案. *科学通报*, 1998, 43(8): 866~ 870
- 4 吴国雄, 张学洪, 刘辉等. LASG 全球海洋-大气-陆面系统模式(GOALS/LASG)及其模拟研究. *应用气象学报*, 1997, 8(增刊): 15~ 28
- 5 Zhang X-H, Shi G-Y, Liu H, et al. IAP global ocean-atmosphere-land system model. Beijing: Science Press, 2000. 252pp
- 6 Shi G-Y. An accurate calculation and representation of the infrared transmission function of the atmospheric constituents: [dissertation]. Tohoku University of Japan Dept of Sci, 1981. 191pp
- 7 Wang B, Liu H, Shi G-Y. Chapter 3 radiation and cloud schemes. In: Zhang X-H, et al, eds. IAP global ocean-atmosphere-land system model. Beijing: Science Press, 2000. 252pp
- 8 Xue Y, Sellers P J, Kinter J L, et al. A simplified biosphere model for global climate studies. *J Climate*, 1991, 4: 345~ 364
- 9 Slingo J M. The development and verification of a cloud prediction scheme for the ECMWF model. *Quart J Roy Meteor Soc*, 1987, 113: 899~ 927
- 10 Wu T-W, Liu P, Wang Z-Z, et al. The performance of atmospheric component model R42L9 Of GOALS/LASG. *Adv Atmos Sci*, 2003, 20: 726~ 742
- 11 Jin X-Z, Zhang X-H, Zhou T-J. Fundamental framework and experiments of the third generation of IAP/LASG world ocean general circulation model. *Adv Atmos Sci*, 1999, 16: 197~ 215
- 12 刘海龙. 高分辨率海洋环流模式和热带太平洋上层环流的模拟研究: [博士论文]. 北京: 中国科学院大气物理所, 2002. 178pp
- 13 Zebiak S E, Cane M A. A model El Nino Southern Oscillation. *Mon Wea Rev*, 1987, 115: 2262~ 2278
- 14 Battist D S, Hirst A C. Interannual variability in the tropical atmosphere-ocean system: influence of the basic state, ocean geometry, and nonlinearity. *J Atmos Sci*, 1989, 46: 1687~ 1712
- 15 Neelin J D. The slow sea surface temperature mode and the fast-wave limit: Analytic theory for tropical interannual oscillations and experiments in a hybrid coupled model. *J Atmos Sci*, 1991, 48: 584~ 606
- 16 Manabe S, Smagorinsky J, Strickler R F. Simulated climatology of a general circulation model with a hydrologic cycle. *Mon Wea Rev*, 1965, 93:

769~ 798

- 17 Gent P R, McWilliams J C. Isopycnal mixing in ocean circulation models. *J Phys Oceanogr*, 1990, 20: 150~ 155
- 18 刘喜迎. 北半球高纬地区海-冰-气相互作用的数值模拟研究: [博士论文]. 北京: 中国科学院大气物理所, 2001. 136pp
- 19 Yu Y-Q, Yu R-C, Zhang X-H, et al. A flexible coupled ocean-atmosphere general circulation model. *Adv Atmos Sci*, 2002, 19: 169~ 190
- 20 Sausen R, Barthels R K, Hasselmann K. Coupled ocean-atmosphere models with flux correction. *Clim Dyn*, 1988, 2: 154~ 163
- 21 Manabe S, Stouffer R J, Spelman M J, et al. Transient response of a coupled ocean-atmosphere model to gradual changes of atmospheric CO₂, Part I: Annual mean response. *J Climate*, 1991, 4: 785~ 818
- 22 Neelin J D, Jin E-F, Latif M. Dynamics of coupled ocean-atmosphere models: The tropical problem. *Annu Rev Fluid Mech*, 1994, 26: 617~ 659
- 23 Zhang X-H, Bao N, Yu R-C, et al. Coupling scheme experiments based on an atmospheric and an oceanic GCM. *Chinese J Atmos Sci*, 1992, 16 (2): 129~ 144
- 24 Yu Y-Q, Zhang X-H, Liu H, et al. Chapter 5 schemes for coupling AGCM and OGCM. In: Zhang X-H et al, eds. *IAP global ocean-atmosphere-land system model*. Beijing: Science Press, 2000. 252pp
- 25 吴统文, 吴国雄, 宇如聪等. GOALS 模式对热带太平洋 ENSO 年际变化特征的模拟评估. *气象学报*, 2004, 62(2): 待发表
- 26 Reynolds R W, Smith T A. Improved global sea surface temperature anomalies. *J Climate*, 1994, 8: 1999~ 2024
- 27 Derber J D, Rosati A. A Global oceanic data assimilation system. *J Phys Oceanogr*, 1989, 19: 1333~ 1347
- 28 Xie P, Arkin P A. Analyses of global monthly precipitation using gauge observations, satellite estimates, and numerical model predictions. *J Climate*, 1996, 9: 840~ 858
- 29 Kalnay E, Co-authors. The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project. *Bull Amer Meteor Soc*, 1996, 77: 437~ 471
- 30 Vintzileos A, Deleclous P, Sadourny R. On the mechanisms in a tropical ocean-global atmosphere coupled general circulation model, Part I: Mean state and the seasonal cycle. *Climate Dyn*, 1999, 15: 43~ 62
- 31 Latif M, Co-authors. ENSIP: the El Nino simulation intercomparison project. *Climate Dyn*, 2001, 18: 255~ 276
- 32 Schneider E K. Understanding differences between the equatorial Pacific as simulated by two coupled GCMs. *J Climate*, 2002, 15: 449~ 469
- 33 Mechoso C R, Co-authors. The seasonal cycle over the tropical Pacific in coupled ocean-atmosphere general circulation models. *Mon Wea Rev*, 1995, 123: 2825~ 2838
- 34 Mechoso C R, Co-authors. The seasonal cycle over the tropical Pacific in general circulation models. *Mon Wea Rev*, 1995, 123: 2825~ 2838
- 35 赵其庚. 海洋环流及海气耦合系统的数值模拟. 北京: 气象出版社, 1999. 216pp

SIMULATION OF THE CLIMATE MEAN STATE IN THE GOALS/LASG MODEL

Wu Tongwen

(*LASG, Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029;
Laboratory of Climate Study, National Climate Center, Beijing 100081*)

Wu Guoxiong Wang Zaizi Yu Rucong

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

Abstract

Recently, the new version of the global ocean-atmosphere-land system (GOALS) has been developed at State Key Laboratory of Atmospheric Sciences and Geophysical Fluid Dynamics, Institute of Atmospheric Physics (LASG/IAP). It is a fully coupled model between 40°S and 40°N latitudes where the ocean-atmosphere flux exchange has not any flux adjustment. A 40-year integration of the model shows that there is almost not climate drift. The climatic mean states of sea surface temperature (SST), wind stress, net energy flux at surface, and precipitation in the tropic and subtropical Pacific, which is the mean averaged for the last 30-year simulations, were analyzed in comparison with observations. The results shown that the GOALS model reproduces some main characteristics of climate mean state in tropics. However, there still exist some large regional biases in the model if compared with observations. For examples, the simulated SSTs in three regions of the equatorial western Pacific “warm pool”, the eastern Pacific near the western coast of the South America, and the equatorial Indian Ocean are around 2 °C warmer than the observational data, and the cold “tong” in the equatorial eastern Pacific obviously spreads westward. The forming of those biases in the GOALS model is largely related to errors of wind stress and net energy flux at the ocean surface. The SST bias, in turn, influences on the precipitation simulation.

Key words: The global ocean-atmosphere-land coupled climate model system, Climate mean state, Validation of simulation.

吴统文等：GOALS/LASG模式对气候平均态的模拟

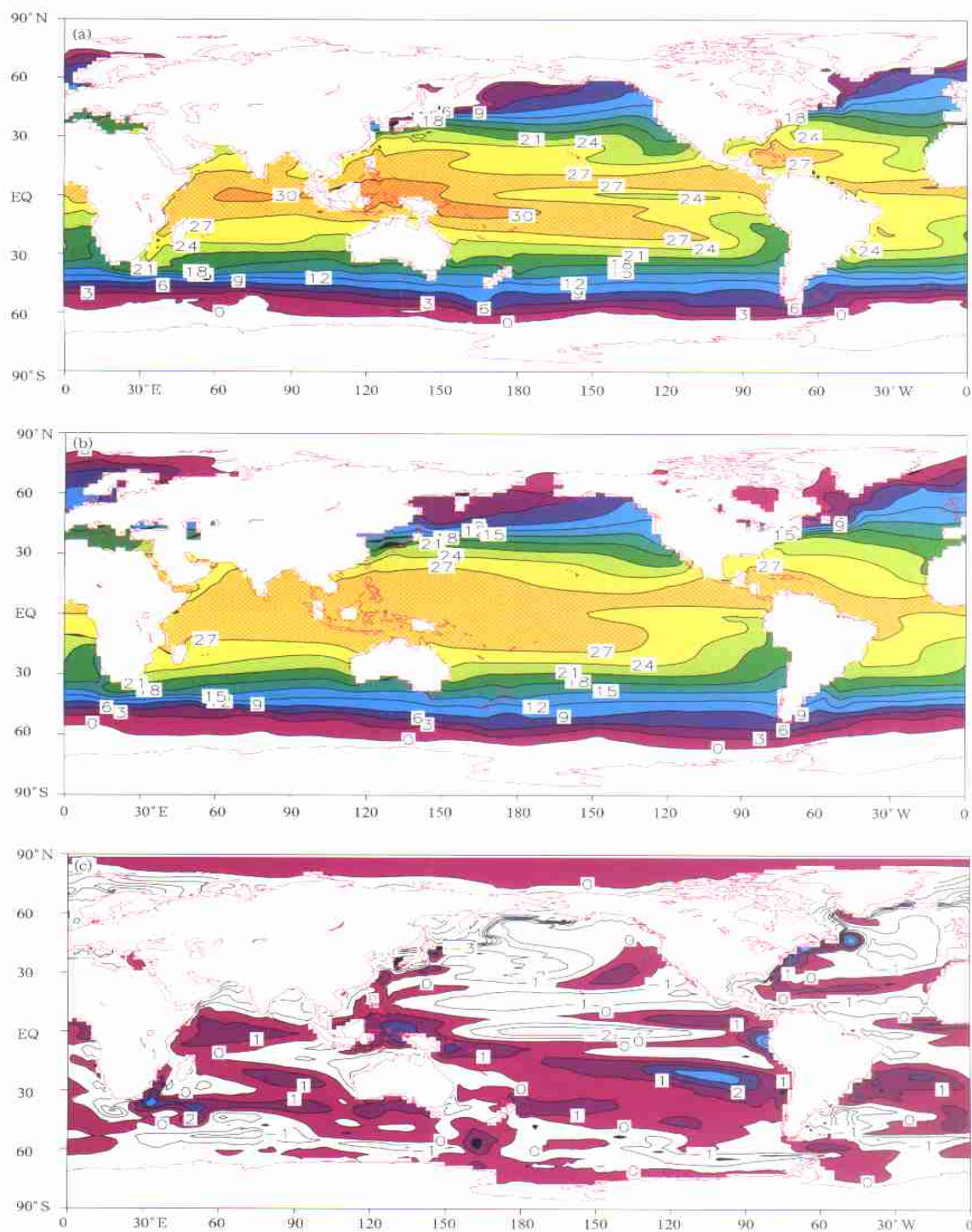


图2 GOALS模拟(a)和观测(b)的全球年平均海洋表面温度, 以及两者之间的差值(c)空间分布(单位: $^{\circ}\text{C}$)
Fig.2 The global distributions of the annual mean SST of (a) the GOALS simulation,
(b) the observation, and (c) their differences. (Units are in $^{\circ}\text{C}$)