



全球变化与地球系统科学系列

Series in Global Change and Earth System Science

GCESS

热带海洋-大气相互作用

Tropical Ocean - Atmosphere Interaction

刘秦玉 谢尚平 郑小童 著

 高等教育出版社
HIGHER EDUCATION PRESS



全球变化与地球系统科学系列
Series in Global Change and Earth System Science

热带海洋-大气相互作用

Tropical Ocean-Atmosphere Interaction

刘秦玉 谢尚平 郑小童 著



REDAI HAIYANG-DAQI XIANGHU ZUOYONG



高等教育出版社·北京
HIGHER EDUCATION PRESS BEIJING

内容简介

人类社会对全球气候变化给予极大的关注,而在全球气候变化中热带海洋-大气相互作用扮演了重要角色。针对不同专业背景读者的需求,该书以热带海洋-大气相互作用最基本的理论为主线,在对历史上重要学术观点进行回顾的同时,将作者及其团队有关热带海洋-大气相互作用的重要研究成果系统地介绍给读者。本书强调用最新的观测资料或同化资料来描述自然现象的特征和规律,用最基本的动力学和热力学定律去揭示这些特征和规律的物理本质,尽量将重要的研究成果以通俗易懂的方式介绍给读者。该书将为致力于地球科学研究、气候变化研究和气候预测研究的读者带来浓缩且易懂的基础知识,启发他(她)们的思路;为关注海洋在气候变化中作用的读者提供相关知识和信息;该书也将激励新一代从事海洋和气候研究的科学工作者,为他们成为未来科学发现的巨人提供正能量。

图书在版编目(CIP)数据

热带海洋-大气相互作用 / 刘秦玉, 谢尚平, 郑小童著. — 北京: 高等教育出版社, 2013.9
ISBN 978-7-04-037951-8

I. ①热… II. ①刘… ②谢… ③郑… III. ①热带—海气相互作用 IV. ①P732.6

中国版本图书馆CIP数据核字(2013)第157804号

策划编辑 柳丽丽 责任编辑 柳丽丽 封面设计 张楠 版式设计 于婕
插图绘制 尹莉 责任校对 刘娟娟 责任印制 韩刚

出版发行 高等教育出版社
社址 北京市西城区德外大街4号
邮政编码 100120
印刷 涿州市星河印刷有限公司
开本 787mm×1092mm 1/16
印张 9.5
字数 180千字
购书热线 010-58581118

咨询电话 400-810-0598
网址 <http://www.hep.edu.cn>
<http://www.hep.com.cn>
网上订购 <http://www.landaco.com>
<http://www.landaco.com.cn>
版次 2013年9月第1版
印次 2013年9月第1次印刷
定价 45.00元

本书如有缺页、倒页、脱页等质量问题,请到所购图书销售部门联系调换
版权所有 侵权必究
物料号 37951-00

前 言

海洋和大气的相互作用在地球气候中扮演着重要的角色,是地球气候系统中最重要的一环相互作用之一。海洋和大气相互作用的研究是海洋科学和大气科学交叉的新兴研究领域。热带虽远离我们居住的中纬度,但却是驱动全球气候变化的引擎,是认识和预测气候变化的关键区。热带海洋和大气的耦合比较强,而热带太平洋年际变率最大。因此,目前人类对热带太平洋的认识要比对其他热带海洋以及热带外海域的认识更全面、更深入。

在 20 世纪中叶,科学家就发现了海洋中的厄尔尼诺现象与大气中的南方涛动现象之间存在的对应关系,揭示了大尺度海洋与大气之间相互作用的反馈机制,奠定了海洋-大气相互作用研究的物理基础。在 20 世纪 80 年代,对于热带海洋-大气相互作用的研究出现了飞跃,第一次提出了海洋-大气之间耦合不稳定性的概念;用耦合的数值模式成功地解释了厄尔尼诺和南方涛动现象的机制等。采用动力学耦合模式成功预测出了 1986 年的厄尔尼诺现象,成为当时对于热带海洋-大气相互作用的研究从理论走向预测的一个标志。而对于厄尔尼诺现象可以通过大气波动影响热带外大气环流的这一发现,极大地提高了全球各国气候季节预测的准确率,并使厄尔尼诺现象成为公众关注的气候变化信号。20 世纪 90 年代,对于热带海洋-大气相互作用的研究从重点关注热带太平洋拓展到热带大西洋和热带印度洋;发现了热带太平洋变化可以导致其他热带海盆的年际到年代际变化;提出了海洋-大气之间的热力学反馈机制,并应用该机制成功地解释了热带大西洋海洋-大气相互作用的经向模态;发现了与赤道东印度洋上升流有关联的印度洋海表温度变化的“偶极子”模态。

有关热带-海洋大气相互作用国际合作研究计划的开展为研究热带海洋-大气相互作用和由此产生的可预测性奠定了基础。这些研究计划在三大洋布置了大量的锚定浮标,并运用海洋-大气耦合动力学模型实现了季节性气候预测。卫星和全球地转海洋学实时观测阵(Argo)的观测使得对海洋的描述更加详细,导致了有关海洋-大气相互作用的研究在近 10 年间取得了一系列突破性的进展。特别是中国科学家有关南海和热带印度洋海洋-大气相互作用的研究,极大地丰富了季风与热带海洋相互作用的研究成果。在热带海洋-大气相互作用理论的指导下,通过对历史观测数据的精心整理和分析,以及数值模式模

拟技术和同化技术的发展都促进了人类对气候及其变率更翔实的描述、理解和模拟。本书将介绍关于热带三大洋以及南海海洋-大气相互作用的一系列重要研究成果。

当今气候异常不仅包含了海洋-大气相互作用导致的自然变化,同时也受到越来越多的人为因素的影响。全球气温在过去的100年间持续上升,预计在未来仍将会继续上升。全球变暖被认为是人类社会所面临的最严峻挑战之一。在全球变暖背景下,热带海洋-大气相互作用是否会有变化,该变化如何影响区域气候异常及其预测,这是海洋-大气相互作用研究面临的新课题,也是目前气候学研究中最令人激动的研究方向之一。对于全球变暖背景下海洋-大气相互作用的研究将是海洋-大气相互作用研究的一个新篇章。本书的第7章着重介绍了关于全球变暖背景下海洋在气候变化中的重要性研究的最新成果。

人类社会对全球气候变化给予极大的关注,而在全球气候变化中热带海洋-大气相互作用扮演了重要角色。针对不同专业背景读者的需求,本书以热带海洋-大气相互作用最基本的理论为主线,在对历史上重要学术观点进行回顾的同时,将作者及其团队有关热带海洋-大气相互作用的重要研究成果系统地介绍给读者。本书强调对自然现象的描述及其物理本质的揭示,尽量将重要的研究成果配以最新的资料、最清晰的图片和最简短的文字,以通俗易懂的方式提供给读者,便于读者认识和理解热带海洋-大气相互作用的最基本规律,了解有关热带海洋-大气相互作用研究取得的成果和目前存在的问题,认识热带海洋动力学、海洋-大气相互作用在整个地球系统自然变化和外部强迫响应中所占的地位。本书将为致力于地球科学研究、气候变化研究和气候预测研究的读者带来浓缩且易懂的基础知识,启发他(她)们的思路;为关注海洋在气候变化中作用的读者提供相关知识和信息。本书将通过对一些自然现象的解释,启发读者认识到重大的科学发现往往来源于对自然现象的好奇,而认真的分析和艰苦的努力则是重大科学发现必不可少的前提。我们希望这本书能激励新一代从事海洋和气候变化研究的科学工作者,为他们成为未来科学发现的巨人提供正能量。

本书第3章中的部分内容参考了王春在研究员于2005年在中国海洋大学暑期讲座的内容,在此对王春在研究员表示感谢。此外,也特别感谢胡瑞金博士、杨建玲博士、杨海军博士、姜霞博士、谢瑞煌博士等对部分章节和段落所作的贡献;感谢马浩博士对本书的文字修改;感谢所有在本书写作过程中与我们进行讨论和切磋的所有研究生和本科生;感谢所有参与绘制图表的研究生;感谢气候变化研究国家重大科学研究计划“太平洋、印度洋对全球变暖的响应及其对气候变化的调控作用”(2012CB955600)和国家自然科学基金委员会项目(41176006)为本书写作提供的支持;感谢国家“千人计划”和中国海洋大学对本书出版的全面支持。

目 录

第 1 章 预备知识	1
第 1 节 全球大气环流	1
第 2 节 东风波、热带气旋和季节内振荡	3
第 3 节 海洋-大气界面通量及风驱动下的海洋环流	6
第 4 节 热带海洋-大气波动动力学简述	8
第 5 节 海洋上混合层和障碍层	14
本章附录:资料来源	16
第 2 章 热带海洋-大气耦合系统的平均状态和年循环	19
第 1 节 热带海洋-大气耦合系统概述	19
第 2 节 热带大西洋和热带东太平洋海洋-大气耦合系统的年循环理论	26
第 3 章 热带太平洋海洋-大气耦合系统的年际变化	34
第 1 节 厄尔尼诺-南方涛动(ENSO)	34
第 2 节 厄尔尼诺-南方涛动的形成机制	42
第 3 节 赤道中太平洋厄尔尼诺	50
第 4 节 热带太平洋海洋-大气耦合系统的年代际变化	53
第 4 章 热带大西洋海洋-大气相互作用	60
第 1 节 热带大西洋的气候特征	60
第 2 节 热带大西洋海洋-大气耦合的经向模态与纬向模态	63
第 3 节 厄尔尼诺-南方涛动影响热带大西洋的三种途径	68
第 4 节 热带大西洋对热带太平洋影响的途径	73
第 5 章 热带印度洋海洋-大气相互作用及其对季风环流的影响	78
第 1 节 季风与热带印度洋的季节变化	78
第 2 节 热带印度洋海表温度年际变化的两个主要模态	84
第 3 节 热带印度洋海表温度异常的气候效应	90
第 6 章 季风驱动下的南海环流及其气候效应	101
第 1 节 南海海洋-大气系统的气候特征	101
第 2 节 季风驱动下海盆尺度的南海上层海洋环流	107

II 目录

第3节	南海冬季上层海洋环流对海表温度的影响——冬季冷舌	110
第4节	南海夏季上层海洋环流对海表温度的影响——夏季冷丝	116
第5节	春季南海高温暖水及其与南海夏季风爆发的联系	120
第7章	全球变暖背景下热带海洋-大气相互作用的变化	127
第1节	全球变暖背景下热带海洋-大气耦合系统气候平均 状态的变化	128
第2节	全球变暖背景下热带主要海洋-大气耦合模态的变化	133
索引		143

第 1 章

预 备 知 识

海洋是气候系统的一个重要组成部分,地球表面有 71% 的面积被海水所覆盖,海洋在很大程度上决定着地球对太阳辐射的吸收以及与大气之间的热量交换。相对大气来说,海洋有较大的热容量,其调整过程相对缓慢,因此具有较长期的“记忆”功能。通过海洋与大气之间的相互作用,海洋抑制并削弱气候系统中的高频率变异信号,“增强”气候系统中缓慢变异的信号,从而决定了气候系统变化的某些时间尺度、加强了气候系统的可预测性。在气候系统中海洋的作用主要通过和大气之间的相互作用来实现,认识和理解海洋-大气相互作用的规律,是掌握天气与气候系统变化规律的前提和基础;对海洋与大气之间的物质和能量交换做出正确的定量估计是目前气候系统数值模拟中需要解决的最重要的问题之一。

为了认识和理解海洋-大气相互作用的基本规律,首先需要了解与海洋-大气相互作用有关的基础知识,本章将就有关问题进行初步介绍。

第 1 节 全球大气环流

地球的旋转造成了作为连续介质覆盖在地球表面、相对“浅薄”的大气与海洋的运动。大气和海洋这两个密度不同的流体之间存在相互作用,成为复杂的地球气候系统中一个重要的组成部分。全球主要风系、气压系统和空气垂直运动环流圈如图 1.1 所示。从全球平均的纬向环流来看,在对流层里,最基本的特征是:大气大体上沿纬圈方向绕地球运动。在低纬地区常年盛行东风,称为东风带,又称信风带,信风带的风向在南北半球有所不同:北半球为东北信风,南半球则为东南信风。两半球的中纬度地区盛行西风,称为西风带,其经向跨度比东风

带宽,西风强度随着纬度增高而增大,最大风速出现在纬度 30° 左右上空的 200 hPa ^①附近,称为行星西风急流。在极地附近,低层存在较浅薄的弱东风,称为极地东风带。

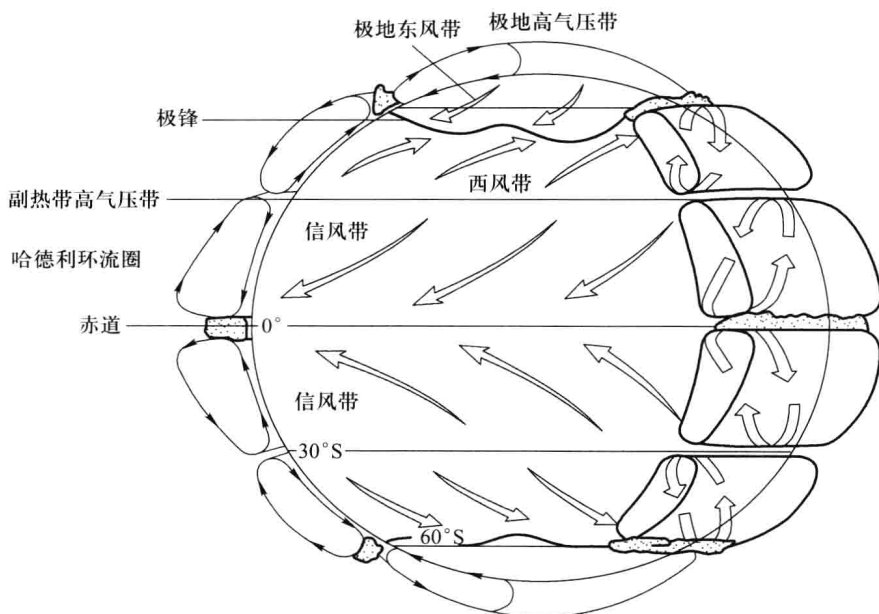


图 1.1 大气经向三圈环流示意图(引自伍荣生,1999)。

从全球经向环流来看,在南北及垂直方向上的平均运动构成三个经圈环流: ① 低纬度的正环流,即哈德利环流。该环流的特征是:在近赤道地区空气受热上升,在高层向北运动的过程中逐渐转为偏西风;在 30°N 左右产生下沉气流,在低层又分为两支,一支向南运动回到近赤道,另一支北移。② 中纬度形成一个逆环流或称间接环流,即费雷尔环流。③ 极区正环流。气流在极地下沉而在 60° 附近上升,从而形成一个正环流,但强度较弱。在极地东风带与中纬度西风带之间,常有极锋活动(图 1.1)。

全球风系的主要成因有以下几方面:一是太阳辐射,这是地球上大气运动能量的来源。由于地球的自转和公转,地球表面接收到的太阳辐射能量是不均匀的,热带地区偏多、极区偏少,从而形成大气的热力环流;二是地球自转,在地球表面发生的大气运动都受到科氏力的作用而发生偏转;三是地球表面海陆分布不均匀;四是大气内部的涡通量和角动量守恒等。以上种种因素的合成效应一方面形成了全球风场的平均状态,另一方面也使全球风系具有复杂多变的形态。

① hPa,压强单位,百帕。

可以想象,在一个非旋转的地球气候系统中,长期给赤道地区加热、极地冷却,则在所有纬度上热量必须向极地输运,大气环流将会成为一个单一的闭合环流系统。在这个环流系统中,地面风从极地高压吹向赤道低压,暖空气在赤道上升、在对流层顶返回极地完成整个环流过程。然而,当我们考虑到地球是旋转的这个事实时,问题变复杂了。由于地球的旋转性和由此引起的科氏力,向赤道运动的气流在北半球向右偏转、在南半球向左偏转,因此在两个半球产生了向西的分量——正如我们看到的,信风在南北半球分别从东南和东北方向吹向赤道。科氏力随纬度升高而增大,在赤道为零,在极地为最大值。因此,在科氏力影响下,对流层上层极向流角动量守恒使极向气流在 30° 左右下沉,从而导致哈德利环流不能伸展到极地。低纬风场在科氏力的影响下偏移量相对较小构成哈德利环流圈,而在中、高纬地区偏移量较大可以形成大气涡旋(低压和高压系统)。

在暖西风 and 极地东风之间总存在一个被称为极锋的边界区,极锋上波动可发展为低压,这些低压的形成使热量向极地运输。中纬度气旋和反气旋所选取的运动路径由高空急流所取的路径来决定,该路径被称为“风暴轴”的路径。

热量被大气和海洋直接或间接地运输到极区。地表上空向赤道运动的空气从海洋和大陆吸收热量,当它在低压区(如赤道)上升后向极地运动时,热量也被输运到极地。所以,任何将热量从地表传输到大气的机制都有助于热量的极向输运,我们接触到热量从海洋传输到大气最典型的例子是热带气旋和海上温带气旋的形成和发展。

第2节 东风波、热带气旋和季节内振荡

从海洋-大气耦合系统的季节变化、年际变化和更长时间尺度的变化来认识海洋-大气相互作用是本书的主要目的。但是在天气尺度和季节内尺度上,海洋-大气相互作用也非常重要。在热带,与海洋-大气相互作用有密切关系的典型天气和气候系统为大气中的东风波、热带气旋和季节内振荡。

1.2.1 东风波与热带气旋

低纬地区大气的水平温度梯度很小,大气中有效位能很少,但海洋作为下垫面可以通过释放潜热来影响大气的水汽含量,从而通过影响大气稳定度来影响大气环流。通常空气温度越高,密度越小,密度小的空气上升造成低压区,风由高压区吹向低压区。举例来说,在赤道地区海表温度极高、水汽含量高,大气垂向层结为条件不稳定,深对流频繁发生,通过水汽凝结加热成为整个对流层气柱,从而在底层形成低压,这是热带辐合带(inter-tropical convergence zone,

ITCZ)的形成机制。热带辐合带位于东北信风及东南信风辐合处,为哈德利环流的上升部,此处的对流潜热释放是哈德利环流及信风的驱动力。在热带对流层中层或低层的东风带中,常常有波状的天气系统随东北/东南信风向西运动,通常被称为东风波。东风波的平均波长约为 3000 km,周期为 3~6 天,其移动速度为 $5\sim 12\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$,其能量来自纬向平均流或非绝热加热。它们出现最频繁的时节是在北半球晚夏,这与此时水温最高、信风逆温最弱、对流层最不稳定、对流活动最活跃有关。只有小部分东风波发展成为气旋,但它们很重要,因为只要信风受到扰动,它们就会给干旱地区带来降水(伍荣生, 1999)。

热带气旋一旦形成,便以紧密围绕低压中心(通常为 950 hPa 环状等压线)为特征。气旋中心气压梯度大、促使空气向低压区螺旋上升(在北半球呈逆时针旋转,在南半球呈顺时针旋转),风速达到 $100\sim 200\text{ km}\cdot\text{h}^{-1}$ 。气旋内核或气旋眼区云淡风轻,但其周围有强烈的暖湿空气上升。当上升空气中的水汽凝结为云和雨时,释放出的潜热驱动了气旋的形成,导致气旋中心区附近的空气被加热、密度减小而逐渐上升,加强了对流层上层空气的反气旋式辐散。

实际上,促使垂直对流不断发展的海表温度为 $27\sim 29^\circ\text{C}$,而垂直对流可导致积雨云发展和气旋的产生。空气温度越高它能够容纳的水汽越多,向上输送的潜热通量也就越多,考虑到这一正反馈过程,温度从 27°C 升高到 29°C 应当比温度从 19°C 升高到 21°C 对上层大气的影响更大。然而这个问题的具体答案还不十分清楚,促使垂直对流不断发展的海表温度(SST)范围因海域有别,也与不同的背景气流状况有关,例如,研究表明在南海中部春季的高温暖水区,当海表温度大于 29°C 时对流依然随温度增加而加强(阮成卿和刘秦玉, 2011)。

热带气旋伴随的强风易在海表层产生大浪,这些波浪从中心区向外逐渐发展。当气旋加强,海面也变得混乱起来。风向和气旋移动方向一致的地区是很危险的,因为在此处波浪已经移动了很长距离,此处也是风浪导致海水混合最强的海域。此外,气旋也影响它所经过的海域的上层结构。气旋中心附近的气流运动使表层水产生辐散,从而导致深层冷水上升代替表层水。因此不但气旋受 SST 的影响,而且气旋也会改变 SST, SST 的改变又可以通过海洋-大气相互作用影响气旋的路径和强度。

热带气旋的形成区几乎都在距赤道 5 个纬距之外的海域,当气旋移离其生成点时,总是向极地方向运动,因此气旋是向高纬输送热量的重要方式之一。当气旋移至陆上,驱动气旋发展的水汽垂直输送大大减弱,地面摩擦剧增,气旋开始减弱。热带气旋的平均生命期约为 1 周。

热带气旋的频数随时间表现出明显的年际变化,但在过去的几十年中,热带气旋发生频数的长期变化不大,但强气旋增多,似乎与热带海温的上升有关(Webster et al., 2005)。

众所周知,热带气旋是由小的低压中心触发形成的,例如可能在与 ITCZ 有关的小旋涡中产生。几乎所有的热带气旋都在热带海洋的暖水面中形成,其中 87% 在赤道两侧 20 个纬距内形成。热带西北太平洋不仅是全球热带气旋出现频数最多的海域,也是全球唯一全年都有热带气旋活动的海域(伍荣生, 1999)。南海暖水的独特性,也为南海“土台风”的形成与发展提供了有利的条件。

1.2.2 大气季节内振荡

大气季节内振荡(intro-seasonal oscillation, ISO)是大气中一种广泛存在的大约周期为准双周和 30~60 天的运动形式。Madden 和 Julian(1971, 1972)首先发现了大气中周期为 40~50 天的振荡,因此后人也将 ISO 称为 MJO (Madden-Julian oscillation)。李崇银(1993)对国内外有关 MJO 的研究作了系统的总结,蒋国荣等(2005)将 MJO 的重要特征概括如下:

(1) MJO 是发生在全球范围内的大气现象,以热带地区更为显著,但不论是中高纬度还是热带地区,MJO 都呈现出明显的区域分布特征。

(2) MJO 是一个相对“宽带”的现象,周期范围为 20~90 天,但 30~60 天周期特征占优势,故又称为季节内振荡(或 30~60 天振荡,或 40~50 天振荡)。

(3) 热带大气 MJO 的波谱特征与传播特征和中高纬度大气 MJO 不同:热带 MJO 以纬向 1 波的东传为主;而中高纬的 MJO 纬向 1~4 波都很重要,具体而言,夏半年 2~3 波更重要,中纬度 MJO 向西传播,高纬度 MJO 冬半年向西传、夏半年向东传。

(4) 垂直结构上,热带 MJO 表现为“斜压”结构,风场和位势高度场在对流层上层和下层呈反相分布;而中高纬 MJO 则更多地表现为对流层上下一致的正压结构。

(5) 中高纬 MJO 和热带 MJO 在波谱特征、地域特性、传播特性、结构特征上均有所不同,其产生机制也不同。

MJO 最早在热带大气中被发现,热带大气中的 MJO 也最强,因此有关热带大气中 MJO 的机制研究较多,主要可分为积云对流加热的反馈机制、蒸发-风反馈结合积云对流加热的反馈机制理论等。研究表明,不考虑海洋作用的单纯大气模式难以再现真实的 MJO 图像;而与此同时,考虑海洋-大气相互作用的研究结果却取得了较好的进展,因此人们开始关注海洋-大气相互作用在 MJO 形成和发展中的作用。利用全球大气模式,通过加入不同 SST 强迫场,可以发现提高 SST 强迫场的真实性有助于增强 MJO 的模拟(李薇等, 2002)。

除此之外,热带西太平洋的 MJO 被认为是热带太平洋年际变化异常事件的重要触发机制,印度洋和南海海域的 MJO 与夏季风的关系也受到了重视。

目前,对于东风波、热带气旋、温带气旋和 MJO 在气候系统的年际、年代际

变化和更长期变化中起什么作用还不清楚,与这些天气尺度和季节内尺度大气变化现象有关的海洋-大气相互作用的规律和机制亟待进一步被揭示。本书将不包含有关天气尺度和季节内尺度海洋-大气相互作用的内容,但是这些相对高频变化的信号必定会通过能量的转换对低频变化产生重要影响,这也是目前有关海洋-大气相互作用的研究,特别是中、高纬度海洋-大气相互作用研究今后发展的方向之一。较高时空分辨率卫星观测资料的获取和数值模式的建立为研究天气尺度和季节内尺度的海洋-大气相互作用提供了可能性,可以预测在未来 5 年内,该研究领域将会有一系列新的研究成果。

第 3 节 海洋-大气界面通量及风驱动下的海洋环流

大气与海洋通过在界面的动量、热量和水汽交换产生相互作用。低空大气具有以湍流活动为主的边界层,该层的贴近海面部分是表面层,在表面层这个薄层里,热量和动量的铅直通量几乎是常数。根据目前对界面之间由于湍流产生的动量和热量交换的参数化表达方式,通常与在海洋-大气界面上动量和热量的交换与风应力有关。以下 3 个公式为界面动量和热量(包括感热与潜热)交换的计算公式(Stewart, 2005):

$$\vec{\tau} = C_D \rho_a |\vec{w}| \vec{w} \quad (1.1)$$

$$Q_S = \rho_a C_p C_S |\vec{w}| (T_s - T_a) \quad (1.2)$$

$$Q_E = \rho_a C_L L_E |\vec{w}| (q_s - q_a) \quad (1.3)$$

其中, \vec{w} 和 $\vec{\tau}$ 分别为海面 10 米处的风矢量和风应力, ρ_a 代表空气的密度,其他变量与参数的意义见表 1.1。

表 1.1 有关通量计算的变量与参数(Stewart, 2005)

符号	变量	取值与单位
C_p	空气比热	$1030 \text{ J} \cdot \text{kg}^{-1} \cdot \text{K}^{-1}$
C_D	拖曳系数	$(0.44 + 0.063 U_{10}) \times 10^{-3}$
C_L	潜热交换系数	1.35×10^{-3}
C_S	感热交换系数	0.9×10^{-3}
L_E	蒸发潜热	$2.5 \times 10^6 \text{ J} \cdot \text{kg}^{-1}$
q_a	10 m 处大气的比湿	$\text{kg}(\text{水蒸气}) \cdot \text{kg}(\text{空气})^{-1}$
q_s	海面大气的比湿	$\text{kg}(\text{水蒸气}) \cdot \text{kg}(\text{空气})^{-1}$

续表

符号	变量	取值与单位
Q_s	感热通量	$W \cdot m^{-2}$
Q_E	潜热通量	$W \cdot m^{-2}$
T_a	10 m 处的气温	K 或 $^{\circ}C$
T_s	SST	K 或 $^{\circ}C$

目前,计算上述通量面临的困难来自两个方面:一是观测的缺乏;二是湍流参数化理论的发展遇到障碍。蓬勃发展的卫星观测和逐步建立的海洋观测网使得海洋-大气界面通量资料的获取得到了改善,但还需要开展大量的研究才能满足基本的需求,这也使得海洋-大气相互作用的研究更具有挑战性。

当风吹向海洋时,能量从风向海洋表层转移,其中的一些能量被消耗用来产生表层重力波,从而导致了在波传导方向上水质点的净运动;还有一些能量则用来驱动海流。波和流之间的能量转化过程是复杂的,为描述和模拟带来了困难,目前有关问题尚未解决,例如,一个波的破碎过程有多少能量被消耗,又有多少能量传递给表层流,迄今为止并不清楚。然而,我们还是可以对海上风的运动作出总体描述并进行预报。风速越大,作用于海面上的风应力越大,表层流也越强。

19 世纪 90 年代,挪威科学家和探险家 Fridjof Nansen 在航海中发现冰山不是向下风向漂流的,而是有规律地与风向保持一个向右的偏角。Vagn Walfrid Ekman 洞察到产生这种偏斜的原因是由于地球的旋转,随后发展了以他的名字命名的边界层模式。这一划时代的研究成果最初发表在他 1902 年的博士论文中,3 年后又发表了更为完整文章(Cushman-Roisin, 1994)。

大气强迫使海洋中产生了风生环流,在热带外地区形成了副热带环流和副极地环流。根据埃克曼(Ekman)的理论,我们已经能够理解风如何引起表层海水的运动以及该运动如何导致整个上层海洋(包括温跃层)的运动:赤道信风和中纬度西风分别驱动向极地和向赤道的埃克曼输运,造成了位于这两个风系之间的副热带海域的海水堆积,从而加大了局地的压力,形成了作用于运动海水之上、科氏力和水平气压梯度力相平衡导致的地转流,该地转流即为在北半球顺时针旋转的副热带环流(图 1.2 中的亚热带流涡);同理,极地东风带与中纬度西风带之间形成了副极地环流(图 1.2 中的亚极带流涡)。在大气环流的驱动下,副热带环流与副极地环流能够在西边界流区将海洋的热量进行经向输送,并在中纬度地区对大气加热,这是海洋-大气相互作用的一个非常典型的例证。目前,在中纬度地区,由于天气尺度涡旋的存在,海洋加热大气的物理过程和大气响应过程都还不十分清楚。

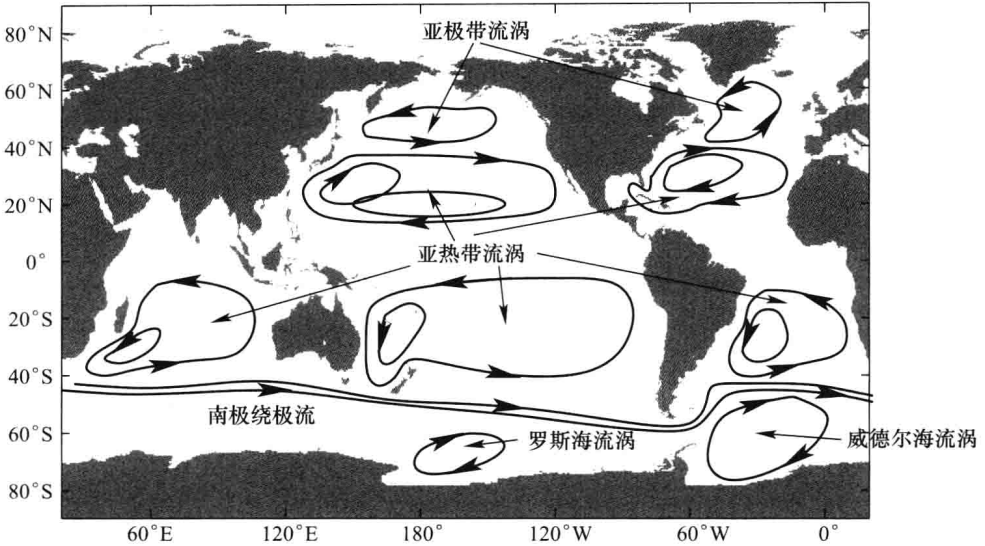


图 1.2 全球大洋中主要的风生环流。

在热带,信风直接驱动的西向流是南赤道流(south equatorial current, SEC)和北赤道流(north equatorial current, NEC)。SEC控制着 15°S — 4°N (包括赤道在内)的宽广海域,东风驱动引起的赤道上升流是东太平洋冷舌形成的主要原因,中、东太平洋赤道附近的南北分流具有显著的辐散特征;与SEC相对应的NEC则主要位于赤道以北 10°N — 20°N 之间。SEC和NEC都属于直接由信风驱动的洋流,由于处于低纬度,科氏参数小,两者都能很快地响应风的变化。最强的NEC和SEC分别出现在北半球冬季和南半球冬季,分别对应东北信风和东南信风最强盛的季节。

在赤道以北,NEC和SEC之间存在一支逆风而动的东向流,这就是北赤道逆流(north equatorial counter current, NECC),大体位置在 3°N — 10°N 之间。NECC源于NEC和SEC在太平洋西边界附近分别向南、向北转向后形成的低纬度西边界流。

第4节 热带海洋—大气波动动力学简述

赤道附近海洋、大气的波动理论是由松野(T. Matsuno)先生(1966年)建立的,其详细的内容和后人对该理论的发展可以参考巢纪平先生(2009)撰写的《热带大气和海洋动力学》一书的第1、2、3、6章。为了使读者从最简单的理论推导理解热带海洋、大气波动的最基本特征,在此,我们介绍了Cushman-Roisin教授

在1994年撰写的《地球物理流体动力学引论》中较简单的热带海洋、大气波动理论的推导。

热带大气基本上可以认为具有正压结构,热带海洋也可以用斜压一层半模式来描述海洋温跃层变化的主要特征。由于科氏力在赤道上的消失,热带地区有着不同于中高纬度独特的动力学性质。选择赤道作为经度轴的起点,这样在科氏参数的 β 平面上近似有 $f = \beta_0 y$,这里 y 表示离开赤道的距离(向北为正), $\beta_0 = 2\Omega/a = 2.28 \times 10^{-11} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$,其中 Ω 和 a 分别代表地球的角速度和半径($\Omega = 7.29 \times 10^{-5} \cdot \text{s}^{-1}$, $a = 6371 \text{ km}$)。这种表征科氏参数的方法称之为赤道 β 平面近似。

罗斯贝(Rossby)变形半径为:

$$R = \frac{\sqrt{g'H}}{f} = \frac{c}{f} \quad (1.4)$$

其中, g' 是约化重力($g' = g\Delta\rho/\rho_0$),用来刻画层结效应; H 表示流体层的厚度。很显然,如果离给定的经向位置的距离 y 为 R_{eq} ,并令 $R = R_{\text{eq}}$,可得

$$R_{\text{eq}} = \sqrt{\frac{c}{\beta_0}} \quad (1.5)$$

R_{eq} 称为赤道变形半径。根据前面给出的 β_0 和热带海洋典型值 $c = \sqrt{g'H} = 1.4 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ (Philander, 1990),我们可以得到 $R_{\text{eq}} = 248 \text{ km}$ (即2.23个纬度)。由于大气的层结远比海洋强,大气中的赤道变形半径(10^3 km 量级)比海洋大一个量级,这就意味着大气和海洋中热带和温带的划分是不同的(Cushman-Roisin, 1994)。

1.4.1 热带海洋波动

Cushman-Roisin(1994)指出,赤道附近的热带海洋可以理想化地视为由被温跃层所隔开的较浅的暖水层和较深的冷水层所组成,典型的层结特征值为 $\Delta\rho/\rho_0 = 0.002$,温跃层深度约为 100 m [可得出 $c = (g'H)^{1/2} = 1.4 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$],这表明可以对热带海洋使用一层半约化重力模式,其线性方程为:

$$\frac{\partial u}{\partial t} - \beta_0 y v = -g' \frac{\partial \eta}{\partial x} \quad (1.6a)$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} + \beta_0 y u = -g' \frac{\partial \eta}{\partial y} \quad (1.6b)$$

$$\frac{\partial \eta}{\partial t} + H \left(\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} \right) = 0 \quad (1.6c)$$

其中, u 和 v 分别表示纬向和经向速度分量, g' 是约化重力(约为 $0.02 \text{ m} \cdot \text{s}^{-2}$), η 代表流体层厚度变化。上述方程组中包含一个经向速度为0的解。设 $v=0$,由

(1.6a)和(1.6c)可推出：

$$\frac{\partial u}{\partial t} = -g' \frac{\partial \eta}{\partial x} \quad \frac{\partial \eta}{\partial t} + H \frac{\partial u}{\partial x} = 0$$

它们有 $x \pm ct$ 和 y 为任意函数的解,结合方程(1.4b),有

$$u = cF(x-ct)e^{-y^2/2R_{eq}^2} \tag{1.7a}$$

$$v = 0 \tag{1.7b}$$

$$\eta = HF(x-ct)e^{-y^2/2R_{eq}^2} \tag{1.7c}$$

其中, F 为任意函数, $R_{eq} = (c/\beta_0)^{1/2}$ 是赤道变形半径。这个解描述了一种波动,这种波动以速度 c 向东传播,最大振幅在赤道处,在赤道变形半径范围内随纬度升高在南北半球对称地衰减,这一特点与沿岸开尔文波(Kelvin wave)类似(波速等于重力波波速,没有法向流动,在变形半径范围内逐渐衰减)。基于上述原因,这种波动被称为赤道开尔文波(图 1.3 中 $n = -1$ 的情况)。

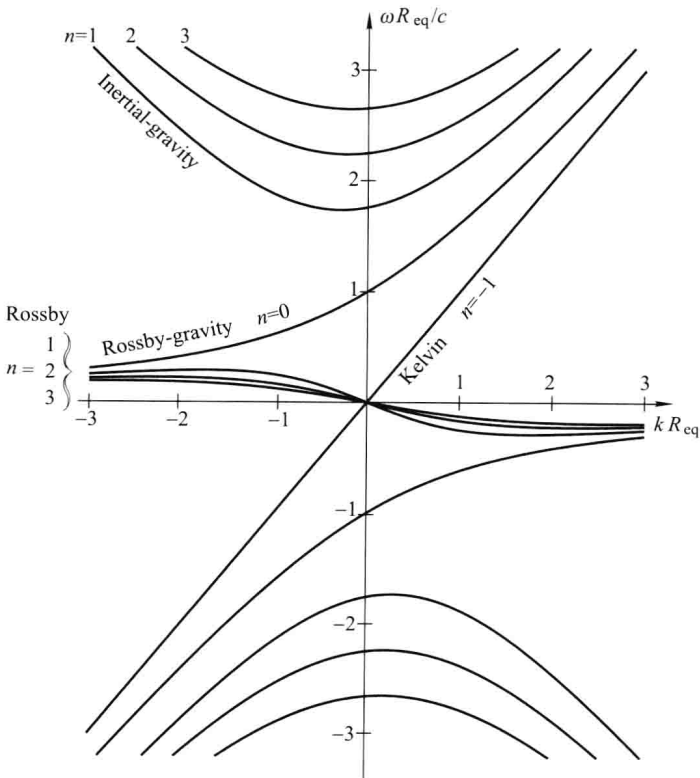


图 1.3 线性浅水方程导出的赤道波动频散图(参考 Cushman-Roisin, 1994)。

方程组(1.6)还有另外的波动解,它们与惯性重力波(Poincare 波)和罗斯贝