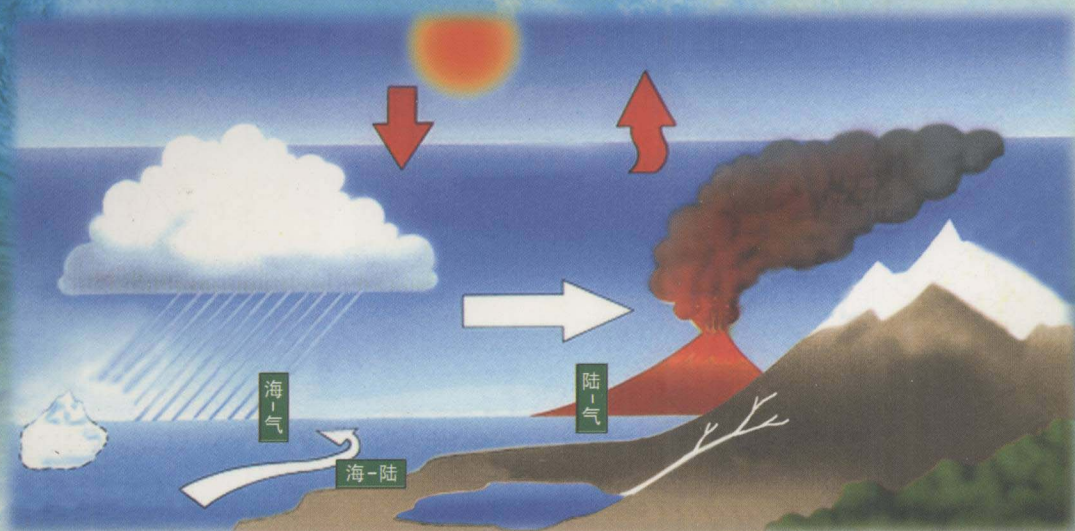


中国科学院知识创新工程重要方向项目(ZK CX2-SW-210)

亚洲季风区海-陆-气相互作用对我国气候变化的影响(第三卷)

海-陆热力差异 对我国气候变化的影响

■ 刘屹岷 钱正安 等著



气象出版社

中国科学院知识创新工程重要方向项目(ZKCX2-SW-210)
亚洲季风区海-陆-气相互作用对我国气候变化的影响(第三卷)

海-陆热力差异对我国 气候变化的影响

刘屹岷 钱正安 等著

气象出版社

内 容 简 介

本书在回顾大尺度海陆差异和青藏高原的动力和热力强迫对亚洲季风系统影响基础上,利用最新资料,通过理论研究,资料分析和数值模拟,对东亚季风区海-陆热力差异的特征及其对季风环流的影响进行了研究,阐述了东西方向欧亚大陆、北美大陆、大西洋和太平洋大陆尺度的加热特征对夏季环流和气候的影响,南北方向亚洲大陆和北印度洋的热力对比对季风爆发的作用,并重点研究了青藏高原与太平洋和印度洋的共同作用影响东亚季风气候和年际变化的规律及相关的物理机制,还借用数值试验揭示了不同的海-陆分布对我国气候的影响。

本书可供大气科学和海洋科学的科研人员、高等院校师生及气象业务工作者参考。

图书在版编目(CIP)数据

海-陆热力差异对我国气候变化

的影响/刘屹岷等著. —北京:气象出版社,2005.3

(亚洲季风区海-陆-气相互作用对我国气候变化的影响;3)

ISBN 7-5029-3930-X

I. 青... II. 刘...

III. ①青藏高原—影响—气候变化—研究—中国

②印度洋—海洋热力学—影响—气候变化—研究—中国

③太平洋—海洋热力学—影响—气候变化—研究—中国

IV. P468.2

中国版本图书馆 CIP 数据核字(2005)第 017004 号

出版者:气象出版社

地 址:北京市海淀区中关村南大街 46 号

网 址:<http://cmp.cma.gov.cn>

邮 编:100081

E-mail:qxcbs@263.net

电 话:68406262 发行部:010-62175925

责任编辑:吴庭芳 李太宇

终 审:汪勤模

封面设计:张建永

印刷者:北京市北中印刷厂

发行者:气象出版社

开 本:787×1092 1/16 印 张:13.5 字 数:350 千字

版 次:2005 年 3 月第一版 2005 年 3 月第一次印刷

书 号:ISBN 7-5029-3930-X/P·1401

印 数:800 册

全套(四卷)定价:180.00 元

中国科学院知识创新工程重要方向项目(ZK CX2-SW-210)
亚洲季风区海-陆-气相互作用对我国气候变化的影响

项目成果汇编总编辑委员会

主编:吴国雄

编委:李建平 郭裕福 纪立人

黄荣辉 李崇银 俞永强

董文杰 刘屹岷 宇如聪

序

我国位于亚欧大陆东南隅,面向太平洋,毗邻印度洋,地跨寒、温、热三带,其海-陆-气相互作用过程远比其他地区复杂。印度洋和太平洋的环流背景及水汽输送各具特色。从戈壁沙漠到热带雨林,陆面状况变化万千。受隆起的青藏高原表面感热所驱动,高原上空大气在冬季的下沉及夏季的上升犹如一架巨大的气泵,调节着大气的南来北往和气候的冬夏交替,驱动季风变化,使全球天气气候格局异彩多姿,也使我国天气气候形态各异。邻近海域表层热容量及海温异常具有持续性,其热量和蒸发异常对我国东部地区气候异常有强烈的影响。陆面过程的异常,如高纬度地区冬春季积雪、土壤湿度、深层土壤温度的异常等,也具有较长的持续性,因而对后期的环流、天气和江河流流量造成一定的影响。规律性的季风气候使我国东部降水充沛,与全球副热带的大范围干旱沙漠形成鲜明对照,从而孕育了人口众多的中华民族。一旦该区域乃至全球的海-陆-气相互作用过程出现严重异常,我国大范围的或持续性的气候和水文异常就不断出现,导致生命财产的重大损失。1998年发生在我国的洪涝灾害使经济损失上千亿元,死亡超过3000人;1999年长江流域再度严重洪涝,北方干旱高温,黄河断流超过260天;从1999年到2001年我国北方发生持续干旱……每年由于旱涝灾害所造成的经济损失约占国民生产总值的3%~6%,所以严重的旱涝灾害极大地抵消了经济增长率,阻碍着国民经济的持续发展。因此,揭示东亚季风区海-陆-气相互作用及其影响我国气候变化的规律是改善我国气候预测水平的需要,是保障我国战略目标的实施和国民经济的持续发展的需要,并将为国家决策部门制订我国自然经济格局长期战略规划提供重要的科学依据。

在《中国科学院知识创新工程重要方向项目》“亚洲季风区海-陆-气相互作用对我国气候变化的影响(ZKCX2-SW-210)”的资助下,来自中国科学院大气物理研究所、中国科学院寒区旱区环境与工程研究所、中国科学院青岛海洋研究所、中国科学院南海海洋研究所,以及中国气象局、黄河水利委员会、国家教育部有关院校等十余个单位50多位专家组成的研究队伍紧密围绕项目总体目标“研究印度洋-东亚-西太平洋(IEAP)区域海-陆-气相互作用的规律;认识该区域水分循环的空间分布和季节与年际变化特征;发展新一代、适合于IEAP的气候系统模式”,以海洋/极冰-大气-陆地/植被交界面上的能量、动量和物质交换过程为切入点,以亚洲季风区的海-陆-气相互作用为聚焦点,以青藏高原的抬升加热为特殊点,以资料分析、数值模拟和理论研究以及交叉科学相结合为手段,去揭示亚洲季风区海-陆-气相互作用及其对我国季度和年际气候变化的影响及其

物理机制。

项目执行3年来,在资料获取、海-陆-气相互作用的物理过程和气候系统模式研发等方面进展显著,取得了一批重要的创新性或原创性的成果,在国内外产生了相当影响。例如,参与国际CEOP计划,由本项目与973项目联合支持建立了吉林通榆人类活动、地-气交换及生态系统过程长期定位观测站,积累了重要的相关数据;发展出新一代高分辨率全球大洋环流模式和新一代较高分辨率的全球大气环流模式,模拟结果均有了明显的改善;完成我国自主研制的植被-大气相互作用模式与全球大气环流模式的耦合,在国际上这是最早真正实现了动态植被与全球大气的双向耦合;在关于气候格局形成的研究中发现夏季副热带主要大陆及其周边海洋的总加热均呈现“长波辐射冷却-感热加热-凝结加热-双加热”(LOSECOD)四叶型分布,并激发出对应的四叶大气环流型,决定了夏季东亚和全球的气候格局,这个结果被国际同行誉为高度原创性的工作。

为了及时总结和交流本项目取得的研究成果,进一步推动我国在海-陆-气相互作用领域的研究,使海-陆-气相互作用研究的成果能及时在实际业务中推广应用,项目专家组特依照不同课题组织项目全体参研成员撰写编辑了这套研究成果,撰写相关专著。全套书共分如下四卷:

第一卷:海-气相互作用对我国气候变化的影响

第二卷:陆-气相互作用对我国气候变化的影响

第三卷:海-陆热力差异对我国气候变化的影响

第四卷:大气环流模式SAMIL及其耦合模式FGOALS-s

在本套成果汇编的编排、修改、校对和印刷中,得到了项目办公室的吴津生、王暄等同志以及气象出版社李太宇等同志的大力帮助,特此致谢。虽然经过全体编写成员的共同努力,但由于种种原因,书中定有不少不当和欠妥之处,恳请读者和广大科研人员指正。

中国科学院知识创新工程重要方向项目(ZK CX2-SW-210)
亚洲季风区海-陆-气相互作用对我国气候变化的影响

项目首席科学家 吴国雄

2005年1月4日

前 言

我国位于欧亚大陆东南,东面太平洋,南邻印度洋,地跨寒、温、热三带,故海-陆-气相互作用过程非常复杂。占我国国土面积约四分之一的青藏高原,其纬向宽度达 2500 公里,南北方向近 1000 公里。高原主体大部分地方海拔高度超过 3000 米,直至对流层中部。其机械和热力强迫作用对全球大气环流和整个亚洲气候的重要影响,早已为国内外学者的关注和研究。

自 2001 年以来,在中国科学院知识创新工程重要方向项目“亚洲季风区海-陆-气相互作用对我国气候变化的影响”的支持下,我们对东亚季风区海-陆热力差异的特征及其对季风环流的影响进行了研究,分析了欧亚大陆、北美大陆、大西洋和太平洋纬向尺度的加热特征及其对夏季环流和气候系统的影响,以及亚洲大陆和北印度洋经向尺度的热力差异对季风爆发的影响。因青藏高原调节着亚洲季风气候系统,故青藏高原与太平洋和印度洋的共同作用对东亚季风气候系统的影响,也自然地成为本课题的焦点。本书将总结上述研究的若干成果,以深化认识青藏高原对气候系统的影响,揭示高原和印度洋热力差异影响亚洲季风系统的季节和年际变化的规律及相关的物理机制,揭示它们的相互作用对我国天气气候影响的规律。

本书的第一章回顾了有关大尺度海陆差异和青藏高原对亚洲季风影响的研究;第二章至第五章就参与项目研究的科学家根据这三年来的研究成果精炼出来的专著。内容包括:

- (1) 青藏高原热力、动力作用对东亚气候分布型的影响
- (2) 青藏高原和西太平洋热力差异对比对我国气候变化的影响
- (3) 青藏高原和印度洋热力差异对比对我国气候变化的影响
- (4) 预报试验

为便于读者在今后的工作中与各位专家联系,这里将本书各章节的作者列表如下:

第一章 刘屹岷 钱正安

第二章 2.1 吴国雄 段安民

2.2 段安民 吴国雄

2.3 傅云飞

2.4.1 段安民

2.4.2 吴统文 钱正安

2.4.3 陈烈庭

2.4.4 钱永甫

2.4.5 宋正山

第三章 3.1 刘屹岷 吴国雄

3.2 张庆云 金祖辉 吕俊梅

3.3.1 任荣彩 吴国雄

3.3.2 纪立人

3.4 傅云飞

第四章 4.1 梁潇云 吴国雄

4.2 毛江玉 吴国雄

4.3.1 胡豪然 钱维宏

4.3.2 朱艳锋 张琼

第五章 5.1 毛江玉 段安民

5.2 陈烈庭

第六章 钱正安 刘屹岷

目 录

序

前 言

第一章 引 言	(1)
1.1 大尺度海陆分布对亚洲季风的影响	(1)
1.2 青藏高原的机械强迫作用	(2)
1.3 青藏高原的动力和热力强迫对亚洲季风系统的影响	(3)
第二章 青藏高原热力、动力作用对东亚气候分布型的影响	(5)
2.1 夏季青藏高原加热对气候影响的进一步认识	(5)
2.1.1 夏季青藏高原的热力适应和反气旋涡度源	(5)
2.1.2 夏季副热带大陆尺度的四叶型加热对环流的影响	(7)
2.1.3 副热带大地形加热和局地环流	(8)
2.1.4 副热带大陆尺度和地形尺度加热的综合效应	(9)
2.1.5 大陆尺度加热和青藏高原加热影响亚洲夏季气候的一个敏感性理想 试验	(11)
2.2 青藏高原激发的波动对东亚气候格局的影响	(13)
2.2.1 大气定常波的研究回顾	(13)
2.2.2 非绝热加热条件下的 E-P 通量	(14)
2.2.3 波动能量传播与大气能量循环的关系	(15)
2.2.4 潜热波及其能量传播特征	(17)
2.2.5 感热波及其能量传播特征	(20)
2.2.6 北半球副热带定常波源的诊断分析	(21)
2.2.7 北半球副热带地区非绝热 E-P 通量的诊断分析	(24)
2.2.8 北半球副热带地区的大气定常波动特征	(24)
2.2.9 结语	(26)
2.3 夏季青藏高原潜热分布及其廓线特征	(27)
2.3.1 引言	(27)
2.3.2 资料	(27)
2.3.3 月平均潜热分布	(28)
2.3.4 高原潜热廓线特征	(29)
2.3.5 高原与周边潜热廓线的差异	(30)
2.3.6 结论	(31)
2.4 青藏高原热力异常对周围地区环流和气候的影响	(32)
2.4.1 青藏高原热力强迫影响我国夏季天气气候异常的基本事实	(32)

2.4.2	冬季高原积雪类型对亚洲夏季风及中国降水的影响	(33)
2.4.3	青藏高原异常雪盖的多尺度变化与中国夏季降水的关系	(41)
2.4.4	青藏高原感热对南海夏季风强度年际变化的影响	(46)
2.4.5	青藏高原热力异常与华北汛期降水的关系	(54)
第三章	青藏高原和西太平洋热力对比对我国气候变化的影响	(60)
3.1	大尺度海陆热力对比与副热带环流	(60)
3.1.1	大陆尺度副热带非绝热加热和环流	(61)
3.1.2	大陆尺度副热带反气旋维持动力学	(62)
3.1.3	数值试验	(67)
3.1.4	大尺度海-陆热力对比的综合作用与副热带环流	(69)
3.2	夏季青藏高原及西北太平洋热状况与东亚大气环流	(72)
3.2.1	青藏高原对流活动特征与夏季东亚环流及中国降水关系	(72)
3.2.2	北太平洋热状况与东亚季风环流	(80)
3.3	青藏高原热力异常与中、高纬度环流和热带环流异常的联系及其影响	(91)
3.3.1	南亚高压影响西太平洋副热带高压短期变异的机制	(91)
3.3.2	夏季欧亚中高纬环流持续异常与海陆热力异常的关系	(108)
3.4	夏季青藏高原与东亚及热带降水廓线的差异	(123)
3.4.1	资料	(124)
3.4.2	高原降水个例分析	(125)
3.4.3	夏季高原降水廓线统计特征	(127)
3.4.4	夏季中国大陆、东海、南海和热带洋面平均降水廓线特征	(129)
3.4.5	高原与陆面(非高原)及洋面的平均降水廓线差异	(129)
3.4.6	结论	(132)
第四章	青藏高原和印度洋热力对比对我国气候变化的影响	(134)
4.1	海陆分布和青藏高原与亚洲夏季风	(134)
4.1.1	海陆分布在亚洲夏季风形成中的作用	(134)
4.1.2	青藏高原对亚洲季风爆发的影响	(138)
4.2	青藏高原和印度洋热力差异在亚洲季节转换中的作用	(145)
4.2.1	青藏高原和印度洋热力差异的变化与亚洲季风爆发的阶段性	(145)
4.2.2	青藏高原及其附近地区加热场在季节转换中的作用	(151)
4.3	海气相互作用对环流和降水的影响	(153)
4.3.1	太平洋和印度洋及其相邻地区的海气相互作用	(153)
4.3.2	南海热力状况与我国旱涝	(165)
第五章	预测试验	(173)
5.1	副高脊面反转与亚洲夏季风爆发可预报性	(173)
5.1.1	季风爆发与季节转换轴的关系	(173)
5.1.2	季风爆发可预测性分析	(175)
5.2	青藏高原异常雪盖和 ENSO 共同作用在我国夏季降水预测中的应用	(177)

5.2.1 青藏高原雪盖和 ENSO 指标及相互关系	(177)
5.2.2 青藏高原雪盖和 Nino3 区海温的多尺度变化及其与中国夏季降水的 关系	(178)
5.2.3 建立我国夏季降水距平分布的预测模型	(182)
5.2.4 预报试验	(183)
第六章 总结	(186)
6.1 海陆热力对比对全球副热带夏季环流和气候格局的影响	(186)
6.2 海陆及青藏高原对亚洲季风气候格局的共同影响	(187)
6.2.1 欧亚大陆和青藏高原加热的综合影响	(187)
6.2.2 青藏高原波源对亚洲季风气候格局的影响	(187)
6.3 结论和讨论	(188)
参考文献	(190)

第一章 引言

太阳辐射是大气运动的最终能源,但是大气自身直接吸收太阳辐射的能力很弱。太阳辐射的一半以上被地球表面吸收,地球表面又以感热、相变潜热和长波辐射的形式与大气进行能量交换。大气运动的直接能源有三分之二来自地表(Peixoto 和 Oort, 1991)。由于海、陆热力性质差异巨大,大气受热的时空分布受到海-陆分布的最基本最强烈的影响(Smagorinsky, 1953)。从全球年平均来说潜热释放约占一半,长波辐射约占 40%,而感热只占 10%。然而对北半球大陆夏季而言,情况却大不相同,强度大于 $100 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ 的感热释放稳定地占据着大部分的陆面地区,其对大气的加热率与每月 120 mm 降水量的加热率相当,是非常巨大的热源(Wu 等, 2002)。由于大气和下垫面的能量交换还受到大气环流的反馈作用,而大气环流自身又受到地形的机械强迫和热力强迫的影响,因此地形尤其大地形对全球气候格局的形成有重要的影响。

地球表面的能量收支状况在海表和陆表存在巨大的差异。海水热容量大,反照率低,透射率大,海表水温的日较差和年较差因而很小。相反,陆面热容量小,反照率随地貌变化复杂,透射率很弱,陆表温度的日较差和年较差因而很大。海陆热力对比的日变化在海岸附近驱动了海/陆风,其年变化则驱动着冬/夏季风。

我国位于欧亚大陆东南隅,东向太平洋,南邻印度洋,地跨寒、温、热三带,其海-陆-气相互作用过程远比其他地区复杂。印度洋和太平洋的环流背景及水汽输送各具特色。从戈壁沙漠到热带雨林,陆面状况变化万千。受隆起的青藏高原表面感热所驱动,高原上空大气在冬季的下沉及夏季的上升犹如一架巨大的气泵(吴国雄等, 1997; Wu 等, 2004)。青藏高原及周围地区形成了独特、多变的气候:即高原南侧全球最典型的南亚季风气候区、高原东侧的东亚季风气候区、北侧和西侧独特的中蒙及中亚中纬度干旱气候区以及高原上的中、低纬度高寒气候区。换言之,青藏高原成了亚洲中南部气候的巨大分水岭(钱正安等, 2001a)。它调节着大气的南来北往,驱动了季风变化,决定了我国天气气候格局,也使全球气候更加多姿多彩。值得我们认真研究。

1.1 大尺度海陆分布对亚洲季风的影响

海陆分布是大气环流形成的重要因素,也是季风形成的主要原因。在年际或年代际时间尺度内,可以认为海陆分布都是不变的,但海洋上、陆地上的冷热源是变化的,海陆分布对大气的影响也就是不定常的(Smagorinsky, 1953)。海洋对大气的的影响主要是热力学的,陆面的影响既有热力的又有动力的。热带地区海陆交错分布,使亚、澳洲及非洲部分地区的控制气压系统冬夏季性质相反,结果出现冬夏季风。季风是海陆热机制的产物,它和半永久性大气活动中心紧密相联。

早在 1957 年,陶诗言等就认识到季风的建立是辐射变化、大气环流调整、海陆分布和地

形等各因素综合作用的结果。Frank(1970)和 Pelissier(1972)提出陆地季风区的加热主要取决于潜热的释放,而大洋中部的冷却主要是长波辐射通量辐散的结果。亚洲夏季风对区域和全球气候都有非常重要的影响。曾有人认为海陆加热对比是产生夏季季风环流的基本机制(Webster, 1987; Young, 1987)。Fu 和 Fletcher (1985), Meehl (1994a)和 Li 和 Yanai (1996)曾研究过亚洲夏季风和海陆加热对比的关系。他们发现亚洲夏季风的加强与海陆加热对比引起的温度梯度的加强有关,温度梯度越大,亚洲夏季风越强。Liu 和 Yanai (2001)曾指出印度夏季的降水量与欧亚夏季上空 200~700 hPa 的平均温度是正相关,最大相关出现在欧亚的西部。在时间尺度上,亚洲夏季风的爆发与对流层上层经向温度梯度的逆转一致(Li 和 Yanai, 1996)。

1.2 青藏高原的机械强迫作用

地形特别是像青藏高原这样巨大地形对大气运动的机械强迫作用产生了山脉力矩,激发出地形波,并产生爬坡和绕流气流。旋转流体的运动受到角动量守恒的强烈制约,当东/西风气流流向大地形时,地形对大气的反作用产生了正/负山脉力矩。这种山脉力矩是维持大气运动角动量平衡所必须的(Priestley, 1951; Oort, 1983),也是制约爬坡和绕流的重要因素(Wu, 1984)。Queney(1948)利用线性化方程,给出几个临界尺度去区分地形波的不同特征,证明气流流经不同空间尺度的山脉,将分别激发出重力波、重力惯性波和 Rossby 波。该研究是对地形爬坡研究的系统总结。波动的上升段相对湿度增加,多雨湿冷;下沉段相对湿度减少,少云干暖。故山脉的存在影响了局地的天气气候。Charney 等(1949)首次用正压涡度方程理论证明,青藏高原和落基山的存在是冬季中纬度对流层中层平均槽脊形成的重要原因,朱抱真(1957)则强调大地形和海陆分布等的共同影响。Yeh (1950)和 Bolin(1950)指出,大地形的绕流作用使气流分支,并在地形下游形成汇流急流。冬季环绕青藏高原的北支和南支西风气流在下游的汇合导致了强大的东亚急流的形成(顾震潮, 1951)。利用一个原始方程模式,钱永甫(1978)研究了青藏高原对迎风气流的动力偏转和爬坡的效应。青藏高原的绕流作用在冬春季形成印缅槽,使中印半岛和我国西南地区多阴雨(Yin, 1949),在夏季激发高原低涡和西南低涡,西南涡东移常伴有长江中下游的激烈天气过程(陶诗言, 1980)。同样,青藏高原对北支西风气流作用,常形成南疆盆地和河西走廊的高压带,加剧了西北干旱的形成(钱正安等, 2001b)。

随着数值模式的发展,人们发现环流对大地形强迫的响应不仅限于局部地区。对地形作用模拟的线性结果表明,源于青藏高原可以看到两列波列,强烈的一支折向热带,另一支在弯向热带以前向极传播(Grose 和 Hoskins, 1979; Hoskins 和 Karoly, 1981; Held, 1983; Valdes 和 Hoskins, 1989)。这些定常 Rossby 波的传播不是沿纬圈而是沿球面路径。当模式中包含 Ekman 抽吸和小尺度的热力阻尼这些非守恒项时,随着模式中山脉高度增加,非线性作用对气流的特征有着实质性的改变(Wu, 1984; Ringler 和 Cook, 1997)。青藏高原的高度和水平尺度决定了环流对其的响应是非线性的,这在高原上气流较弱的夏季更为明显(Held, 1983)。

地形壁障虽是固定少变的,但它对大气的机械强迫作用在不同的环境气流和热力背景

下是不同的。例如在摩擦作用下正压和斜压大尺度地形波的高压脊总出现在西风气流的向风坡,地形因此产生了负的山脉力矩,对西风起减速作用,产生爬坡和绕流气流。在北半球冬季从西伯利亚高压向南伸的冷高压盘踞在青藏高原东部,青藏高原对大气施加向东应力,加速西风发展(Charney, 1949; Newton, 1971)。可见,在研究青藏高原对气候的影响时,必须考虑动力和热力的综合因素。

1.3 青藏高原的动力和热力强迫对亚洲季风系统的影响

青藏高原的热力影响是地形影响的重要方面。早在 1950 年代, Yeh (1957) 就发现, 青藏高原冬季是大气的冷源, 夏季是热源, 这奠定了青藏高原气象学的基础。半个世纪来, 国内外许多学者进行了大量的关于青藏高原的热力作用对气候影响的观测事实研究, 同时青藏高原气候动力学的研究也不断深入(叶笃正和高由禧, 1979)。值得注意的是 Hahn 和 Manabe (1975) 关于青藏高原的数值试验研究, 如果没有青藏高原, 冬季西伯利亚冷高压的位置及强度将出现变化, 500 hPa 东亚大槽也不能很好地再现; 印度夏季风很弱, 而且将不出现强大的南亚高压。而在有高原影响的情况下, 高原上空的南亚高压和地面热低压等夏季风环流成员及夏季风建立过程都能较好地再现出来。表明青藏高原作为一个抬升的热源在亚洲季风环流中起着重要的作用, 进一步证明高原的存在不仅影响区域环流, 还影响了全球的环流和季风的演化(吴国雄等, 1997, 2002; Wu 等, 2002)。

Luo 和 Yanai (1984) 和 Yanai 和 Li (1994a) 指出, 在亚洲季风爆发前, 青藏高原上空大气的加热主要与地面感热有关的干对流过程有关; 而季风爆发后, 高原东部上空的潜热加热开始起主要作用(Nitta, 1983; Luo 和 Yanai, 1984)。Wu 和 Zhang (1998) 认为青藏高原的热力和机械强迫作用是导致亚洲季风首先在孟加拉湾地区爆发的重要原因。Ramstein 等 (1997) 和 An 等 (2001) 等的一些研究曾讨论了青藏高原在亚洲季风发展中的作用, 指出由于青藏高原的不断隆升, 亚洲夏季风不断加强, 同时也伴随着亚洲内陆的更加干旱。青藏高原的存在, 使得欧亚内部在夏季变得干旱并且减少了向大陆的水汽输送。青藏高原对亚洲季风的撤退作用也有明显的影响。叶笃正等 (Staff Members, 1957) 描述了 1956 年 10 月中沿 125°E 西风急流从高原北部(40°N) 到南部(32°N) 的突然南移。Yeh 等 (1959) 利用在高原附近的风场剖面讨论了在 6 月和 10 月北半球上层气流的突然变化。Matsumoto (1988, 1990) 研究了印度夏季风的撤退及其与东亚环流季节转换的关系, 指出欧亚大陆上 9~10 月温度突然下降与青藏高原附近急流突然南撤对应。

近几年来, 吴国雄和合作者把 Ertel 位涡理论引进青藏高原研究中, 开展了青藏高原动力气象和动力气候学研究(吴国雄和刘屹岷, 2000)。以往的研究认为夏季高原东部和西部分别以对流加热和感热加热为主要特征(叶笃正和高由禧, 1979)。通过 Ertel 位涡理论可以证明, 没有青藏高原地面的感热加热(SE), 青藏高原上空的抽/排气泵只能影响对流层中、上层的环流, 不能影响低空环流及季风。也就是说, 青藏高原气泵对季风的影响是由地表感热驱动的, 故被命名为“感热驱动气泵(Sensible Heat driven Air Pump, 简称为 SHAP)”(吴国雄等, 1997; Wu 等, 2004)。数值试验的结果表明青藏高原的感热加热产生了表面辐合和正涡度, 增加了高原邻近地区及华北的降水。而在高原南面和东南面, 从印度、孟加拉湾、中印

半岛到我国东南沿海产生相反的变化,表明了高原隆起后地面感热加热的气候效应是使东亚季风向华北伸展,强降雨带向青藏高原靠拢。青藏高原不仅是非常重要的热源,还是非常重要的夏季涡度源。对涡度通量及其收支的诊断表明,高原加热作用造成的低层正涡度源是低层气旋式环流得以稳定维持的重要原因。而边界层摩擦产生的负位涡是平衡正位涡的主要因素。高原加热还在高原上空形成负位涡,是青藏高原上空强大而稳定的反气旋环流得以维持的重要因素(刘新等,2001)。

本书的工作将在以往研究基础上,从青藏高原是东亚季风气候形成的决定因子出发,通过理论研究,资料分析和数值模拟,深化对青藏高原影响气候及其变化的认识,揭示青藏高原的热力强迫在东亚气候型形成中的作用;揭示青藏高原和印度洋、太平洋热力差异在大气环流季节变化中的作用及其对季风爆发的影响;揭示青藏高原和印度洋、太平洋热力差异影响我国气候变化的规律;为改善我国的季度和年际气候预测提供理论依据。

第二章 青藏高原热力、动力作用对东亚气候分布型的影响

青藏高原的纬向宽度约为 2500 km, 南北方向近 1000 km, 其面积占我国国土面积的四分之一左右。高原主体大部分地方海拔高度超过 3000 m, 可达到对流层中部。本章将进一步认识夏季青藏高原加热对气候的影响; 应用位涡理论和热力适应原理研究青藏高原的热力状况包括高原冰雪覆盖在东亚气候格局形成中的作用及其对控制我国的主要气候系统的影响; 利用热带测雨卫星微波成像仪观测资料, 来揭示夏季青藏高原潜热分布、潜热廓线及其变化。

2.1 夏季青藏高原加热对气候影响的进一步认识

2.1.1 夏季青藏高原的热力适应和反气旋涡度源

大气运动对外界加热强迫的适应特征可以用 Ertel 位涡方程 (Ertel, 1942) 综合考虑。通量形式的位涡方程可写为:

$$\frac{dW}{dt} = \vec{F}_\zeta \cdot \nabla \theta + \vec{\zeta}_a \cdot \nabla Q \quad (2.1.1)$$

其中 $\vec{F}_\zeta$ 为三维涡度方程中的摩擦耗散项, Q 为非绝热加热, $\vec{\zeta}_a$ 为质块的三维绝对涡度, $\frac{d}{dt} = (\frac{\partial}{\partial t} + \nabla \cdot \vec{V})$,

$$W = \rho P = \vec{\zeta}_a \cdot \nabla \theta \quad (2.1.2)$$

为气块的总位涡。(2.1.1) 式右端的两项分别代表摩擦耗散 $\vec{F}_\zeta$ 和非绝热加热 Q 对位涡制造的影响。由于矢量 $\vec{F}_\zeta$ 和 $\vec{\zeta}_a$ 都是有旋量, 因此 (2.1.1) 还可以写成:

$$\frac{\partial W}{\partial t} = \nabla \cdot (-\vec{V}W + \vec{F}_\zeta \theta + \vec{\zeta}_a Q) \quad (2.1.3)$$

由此可证得, 介于两个完整的位温面之间的位涡是守恒的 (Haynes, 1987; Haynes 和 McIntyre, 1990)。一旦等位温面与地面相交, 该位温面变得不完整, 相交线成为内边界, 这时就产生位涡的制造。

夏季欧亚大陆副热带地区及青藏高原表面均有明显的地表感热加热。根据大气运动的热力适应理论 (吴国雄和刘屹岷, 2000), 近地层的加热导致等熵面在加热区边缘与地表相交, 加热区边缘可以形成对称不稳定, 地表通过摩擦作用为气柱制造大量的负涡度, 热源区上空有深厚的反气旋生成。图 2.1.1 为多年平均 7 月沿 30°N 剖面的等熵面和环流分布 (刘新等, 2001), 图 2.1.1a 为 NCEP/NCAR 再分析资料 1986~1995 年平均, 图 2.1.1b 为气候模式的模拟结果。这里所用的模式是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 (IAP/LASG) 的全球海-气-陆系统耦合气候模式 (GOALS)

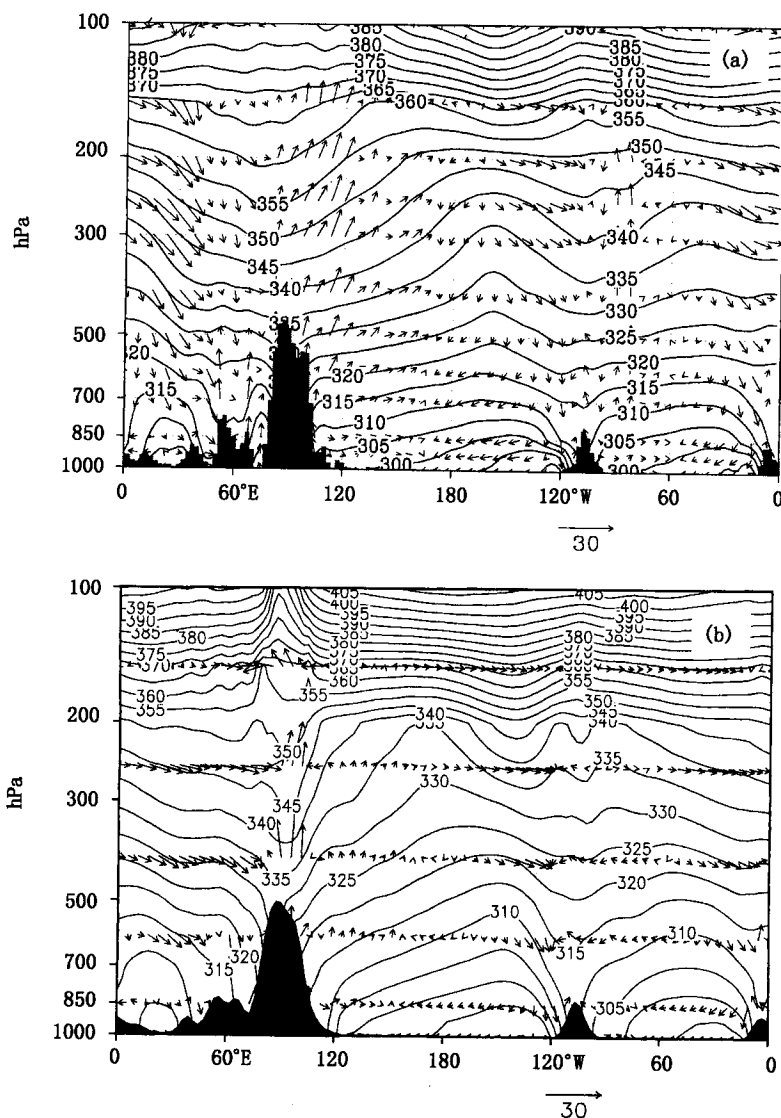


图 2.1.1 7 月沿 30°N 的平均位温(等值线,单位:K)和风矢量场(箭头,单位: $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$)的剖面分布

(a) NCEP/NCAR 再分析资料 1986~1995 年平均;(b) GOALS 模拟结果

(Zhang 等,2000)的新版本(Wu 等,2003)。其菱形截断的大气环流谱模式的水平分辨率为 42 波(大约为 2.8125° 经度 $\times 1.66^\circ$ 纬度),垂直方向为 9 层(简称为 R42L9)。该模式比较成功地模拟了全球大气环流和东亚区域的降水分布(Wang 等,2004)。为简单起见,海洋模式部分被关闭,海温和海冰是由 AMIP II 提供的有季节变化的气候平均值给定。从图 2.1.1 可以看到,无论是再分析资料还是模拟结果,青藏高原上空的气柱在同纬度带、同高度上位温最高,等位温面在青藏高原上空有最大的下凹曲率。而且青藏高原及其东侧东亚季风区上空是同纬度带上上升运动最大的中心。在这些区域 $\vec{V} \cdot \nabla \theta > 0$,表明其在夏季是强烈的加热区。图中的另一个显著特点是大于 335 K 的等熵面为包裹地球的完整曲面,这里没有