

9

卷六

4 5 6 7 8 9 10 11 12 13 14 15 16 17 18 19 20 21 22 23 24 25 26 27 28 29 30 31 32 33 34 35 36 37 38 39 40 41 42 43 44 45 46 47 48 49 50 51 52 53 54 55 56 57 58 59 60 61 62 63 64 65 66 67 68 69 70 71 72 73 74 75 76 77 78 79 80 81 82 83 84 85 86 87 88 89 90 91 92 93 94 95 96 97 98 99 100

气候学教程

编著者

南京大学	南京气象学院	中山大学
高国栋	缪启龙	王安宇
陆渝蓉	周家翔	
钱建华		
李翠华		

气象出版社

(京)新登字 046 号

内 容 简 介

本书系由全国高等学校(气象类)教材编审领导小组推荐和审定的气候专业教材。教材内容是根据南京大学、南京气象学院和中山大学长期教学的实践和经验,并结合科研成果编写而成。全书共分十一章,系统地阐述了气候学的基本概念、原理和研究内容,并结合我国气候实际,力求反映现代气候学的最新成就。全书内容包括:辐射、能量、水分等物理因子在气候形成和变化中的作用;形成气候的大气环流背景和天气气候特征;海陆相互作用、地形和低温圈等地理因子对气候形成的作用与影响;人类活动与气候的关系;气候的地带性与非地带性;气候的过去和未来;气候模拟简介;中国气候特征诸问题。

本书除可作为大专院校气象和气候专业的教材和参考书外,还可供地理、水文、农林、环境、海洋等专业科研人员和实际工作者参考。

气候学教程

高国栋等编著

责任编辑:殷钰 林雨晨 终审:周诗健

封面设计:牛 涛 责任技辑:席大光 责任校对:席大光

* . * *

气象出版社出版

(北京市海淀区白石桥路46号 邮政编码:100081)

北京昌平环球印刷厂印刷

新华书店总店科技发行所发行 全国各地新华书店经销

* * *

开本:850×1168 1/32 印张:22.5 字数:581千字

1996年10月第一版 1996年10月第一次印刷

印数:1—1000

ISBN 7-5029-1981-3/P·0757(课)

定价:28.00元

前 言

当今世界气候问题愈来愈受到人们的关注,气候问题的研究已成为世界大气科学领域中最活跃、最热门的学科。

气候是自然环境的一个组成部分,它既有不同尺度的时间变化,又有不同尺度的空间变化;它既在很大程度上影响人类活动,同时反过来又受人类活动的影响;它既是人类一种能合理使用的财富,又能给人类造成一定灾害。

气候形成和变化对社会进步和经济发展有着重要影响。干旱、洪涝、冻害、大风等灾害破坏着人类赖以生存的粮食、水资源和能源等条件。全球有大量土地和人口受到持续干旱和沙漠化的威胁,不少地区遭受水灾的破坏,气候异常现象更不时地给人类社会带来惊扰和危害。人类活动对气候和生态环境也产生着复杂影响。因此,合理地利用气候资源;探索气候的变化规律,研究其变化原因,预测气候变化趋势;监测气候环境,提供新的气候观测资料;研究现有气候环境的承受能力,提出保护和合理利用气候资源的建议和相应的措施;预防气候灾害,为经济建设作出保证等,不仅是气候学家致力奋斗的重要课题,也是各国政府和人民密切关注的利益所在。

我国有着丰富的气候资源,为工农业发展提供了有利的条件。但是,人口众多,人多地少,人均资源相当贫乏;同时国土辽阔,地形复杂、气候类型多样,灾害频繁,这些问题又构成经济建设的严重障碍。因此,对气候资源的合理开发利用提出科学建议,对未来气候变化趋势进行预测,积极研究对策措施,为国家在规划社会经济发展方面及各有关部门在进行各种规划和设计中提供气候依据,以便因地制宜、趋利避害地合理开发利用我国气候资源,有效地进行社会主义建设,更好地发展我国社会经济都具有重要意义。

70年代以来,一系列国际会议都把气候变化、气候灾害及其

影响作为中心议题,世界气象组织 1979 年以来召开了二次世界气候大会,并制订了《世界气候计划》,参加大会的不仅有科学家,而且有各国部长级的首脑,可见国际对气候的重视。根据《世界气候计划》,一些发达国家也相应地成立了国家气候组织,相继制订了《国家气候计划》。我国于 1987 年成立了中国气候委员会,除了制订《中国国家气候计划》外,又专门编著了中国科学技术蓝皮书第 5 号——《气候蓝皮书》。这是对加速我国气候科学的发展和供我国经济建设及编制经济发展规划的重要依据。

气候学科发展和人才培养最主要是加强教育工作,教育工作最重要环节是教材建设。高等学校教材既是教学经验的总结,又是科研的成果,它是进行教学工作的基本条件,也是深入教学改革,提高教学质量的重要保证。教材建设本身对办学来讲是一项经常性的基础工作,不是一次性的,这是教材工作的特点,故要及时做好现有教材特别是重点教材的修订工作,不断地将反映现代科学、技术、文化发展新水平的成熟内容及教育改革的新成果补充到教材中去,使现有教材质量提高到新的水平,适应我国社会主义现代化建设和高等教育事业发展与改革的需要。

根据〈全国普通高等教育“八五”期间教材建设规划纲要〉精神,全国高等学校(气象类)教材编审领导小组推荐和审定本书为气候专业教材。教材大纲是由编审领导小组气候专业组讨论制定。教材内容是根据南京大学大气科学系、南京气象学院应用气象系和中山大学大气科学系长期教学实践和经验,并结合科研成果编写而成。在编写过程中,我们密切注意本门教材在教学计划中的地位 and 作用,符合教学大纲的基本要求,力求做到理论与实际相结合;由易到难,由简到繁;有目的、计划地将基本内容讲解清楚,使学生真正学到手,亦便于科研人员和实际工作者参考之用。

本书系统地阐述现代气候学的基本概念、原理、方法和研究内容。全书共分十一章。第一章和第二章主要阐明气候形成的物理基础,包括辐射、热量、水分、能量等物理因子在气候形成和变化中

的作用及其各种分量的确定方法和各物理量的分布特征。第三章论述形成气候的大气环流背景和主要天气气候特征。第四章至第六章主要阐述形成气候的地理因子,包括海陆相互作用、地形和低温圈等下垫面因素对气候形成的作用与影响。第七章介绍人类活动与气候的关系。第八章介绍气候要素的综合作用和常见的气候分类方案及其分布概况。第九章阐述气候长年变化事实,概略地介绍当前气候变化原因的各种论说和研究方法。第十章为气候数值模拟简介,介绍了几种常用的气候模式。第十一章分析中国气候特征、气候资源和气候灾害。

本书前言、第一、二章和第十一章第二、三节由高国栋、陆渝蓉编写;第四、七、八章和第十一章第一节由缪启龙编写;第五、六章由王安宇编写;第三、九章由周家翔编写;第十章由钱建华、李翠华编写;最后由高国栋作了全书的统编工作。

在编写过程中始终得到中国气象局科教司、气象出版社、南京大学、南京气象学院、中山大学等单位有关领导和同志的支持、帮助。书中插图由金仪璐等同志清绘,在此致以衷心的感谢。书中有不足和错误之处,敬请指正。

作 者

1994. 8. 30

目 录

前 言

第一章 辐射平衡	(1)
第一节 气候系统与物理过程	(1)
第二节 辐射基本定义和定律	(17)
第三节 大气上界的天文辐射	(25)
第四节 大气对太阳辐射和长波辐射的影响	(61)
第五节 地球上的辐射平衡	(77)
第二章 能量收支和水分收支	(137)
第一节 地表面能量收支	(137)
第二节 大气中能量收支	(194)
第三节 地球上的水分收支	(229)
第三章 大气环流在气候形成中的作用	(278)
第一节 大气环流的基本概念	(278)
第二节 大气环流的多年平均状态	(279)
第三节 季风环流	(307)
第四节 大气环流异常对气候的影响	(315)
第四章 海-气和海-陆相互作用	(327)
第一节 海洋在气候变化中的重要性	(327)
第二节 海洋环流与热量输送	(329)
第三节 海-气能量交换	(339)
第四节 热带海洋对气候的影响	(351)
第五节 海温异常与环流	(362)
第六节 海、陆物理特性的差异	(375)
第七节 海陆分布对气候的影响	(378)
第五章 地形对气候的影响	(391)
第一节 地形对辐射、温度和降水的影响	(391)

第二节	地形对环流的影响	(397)
第三节	青藏高原对气候的影响	(403)
第六章	低温圈与气候	(419)
第一节	低温圈概况	(419)
第二节	冰雪覆盖与气候	(431)
第三节	海冰与气候	(438)
第四节	极地气候	(446)
第七章	人类活动与气候	(453)
第一节	人类活动对气候的影响	(453)
第二节	气候变化对人类社会的影响	(480)
第八章	气候的地带性与非地带性	(498)
第一节	全球气候的基本特征	(498)
第二节	气候综合指标	(503)
第三节	气候分类方法	(507)
第四节	中国气候区划	(519)
第九章	气候的过去和未来	(530)
第一节	世界气候变化的史实	(532)
第二节	气候变化的可能原因	(547)
第三节	气候变化的研究方法	(563)
第十章	气候模拟	(574)
第一节	气候模拟概述	(574)
第二节	能量平衡模式	(578)
第三节	大气环流模式	(597)
第四节	随机-动力模式	(613)
第十一章	中国气候特征	(622)
第一节	中国主要气候要素特征	(622)
第二节	中国主要的气候资源	(633)
第三节	中国主要的天气、气候灾害	(666)
参考文献		(708)

第一章 辐射平衡

第一节 气候系统与物理过程

一、气候系统

全球大气研究计划的对象是指上下边界层之间的大气层。上边界层是大气层顶；下边界层是陆地、海洋或冰面。大气层顶和下垫面状态被认为是固定不变的。世界气候计划因涉及到更长的时间尺度，仅考虑大气层是不够的，要考虑气候系统的各个组成部分。气候系统包括图 1.1 中所示的那些形成气候及其变化的特性和过程。

美国科学院(1975 年)提议把气候系统的特性概括地分为：

热力特性——计有气温、水温、冰温和地温；

运动学特性——包括风、洋流以及相应的铅直运动和冰块的运动；

含水特性——指的是空气的含水量或湿度、云量和云中含水量、地下水、湖泊水位以及雪的含水量、陆冰和海冰的含水量；

静力特性——包括大气和海洋的压力和密度、空气的成分、海洋的盐度以及系统的边界层状况和物理常数。

系统内部的各种物理过程、化学过程和生物学过程主要包括：辐射过程、云过程、陆地表面过程、海洋过程、冰雪圈过程、温效气体(CO_2 、 O_3 、 H_2O 等)过程和气溶胶过程等。

根据美国科学院的意见，完整的气候系统包括五个物理组成部分，即大气圈、水圈、冰雪圈、陆圈和生物圈。各部分简述如下。

(一)大气圈

它是包围在地球外面的一层气体，是气候系统中最容易变化的部分。对流层所具有的特征响应时间或热力调整时间的量级为

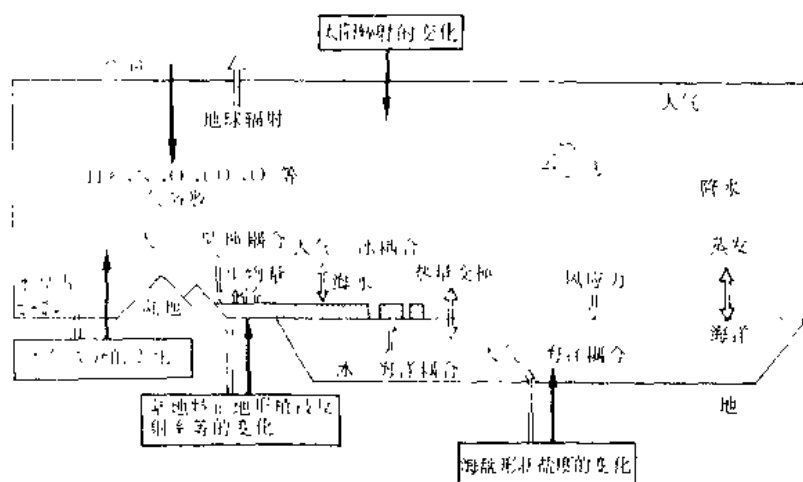


图 1.1 大气-海洋-冰-陆面-生物群耦合气候系统示意图

实箭头是气候变化的外部过程,空箭头是气候变化内部的过程。

一个月左右,也就是说,大气运动将热量向垂直方向和水平方向输送,可以在一个月內调整到一定的温度分布。

(二)水圈

它包括地表上空的液态水,也包括海洋、湖泊、河流和地下水。其中四大洋对气候变化是最主要的。射到海洋表面的太阳辐射大部分都能被吸收,由于海洋的热容量大,成为一个巨大的能源库。洋流把大量的热量从赤道地区向极地地区输送,从而在全球能量平衡中起了很大作用。海洋的上层在数月到数年的时间尺度上与大气或海冰相互发生作用,而海洋深部的热量调节时间的量级却为几百年。海洋还与大气交换二氧化碳,因此对于气候系统的化学平衡也是有作用的。

(三)冰雪圈

它是由全世界的冰体和积雪所组成,其中包括大陆冰被、高山冰川、海冰和地面雪盖、湖冰及河冰。雪被和海冰的范围有很大的

季节变化,而冰川和冰原的变化却要缓慢得多。冰川和冰原的体积和范围要在几百年到几百万年之内才有明显的变化。

(四)陆圈

它是由大陆陆块,其中包括山脉、岩石、沉积物和土壤。有时也包括湖、河和地下水等。湖、河和地下水是水分循环的重要组成部分,它们在气候系统中是能在所有时间尺度上变化的部分。陆块位置和高度发生变化的时间尺度在气候系统的所有组成部分中是最长的。而其它地表变化特性的时间差异甚大,农田为数周,大森林地区可达数十年或数百年。此外,地球表面是空中悬浮微粒的主要源地,对气候具有重要意义。

(五)生物圈

指的是陆地上和海洋中的植物以及大气、海洋和大陆的动物,其中也包括人类本身。生物界对气候是敏感的,而反过来又会影响气候。

气候系统各部分之间存在着相互作用和多种多样的反馈过程。这类过程可以对气候系统起到内部调节的作用,其时间尺度从一个季节到数千年不等,表现为气候系统所固有的各种物理变量之间的相互耦合作用。这类相互作用或反馈机制会使某种交互作用要素的异常更为增大(正反馈);或者会使其减小(负反馈)。在大气和海洋内部以及气候系统的各部分之间都可能存在着大量的这类机制。例如冰面——反射反馈,冰雪覆盖的地表面几乎将全部阳光反射回去,从而使地面进一步降温,冰雪覆盖面不断扩大;反之,出现冰雪部分消融,太阳辐射的吸收使下垫面增温,进一步加快消融,这是正反馈的一个例子。又例如云——辐射反馈,地面增温会导致水汽含量增加,从而使云量增多,这又会减少到达地面的太阳辐射,从而使地面降温,这是负反馈的一个例子。

对于气候这样复杂系统来说,只要在某一-部分发生异常,就有可能触发其它变量产生一系列的变化,变化程度视初始异常的类型、位置 and 大小等因素而定。但是不管怎样,任何一种正反馈机制

都必然在某一阶段由于受到其他内部调节过程的相互作用而被抵销,否则气候就会出现爆发性的或连锁反应式的变化。

二、气候形成的物理过程

影响气候形成和变化有物理学、化学和生物学等许多过程,其中物理过程是气候形成的主要原因,它与气候学有密切关系的为辐射过程、水文过程和能量过程等。

(一)辐射过程

设大气上界每一平方厘米的面积上,当太阳直射时,每分钟所接受的太阳辐射能为 $I_0 J$,即太阳常数,整个地球(半径为 R_0) 则是 $I_0 \pi R_0^2 J$ 。全球大气顶的平均太阳辐射 $\bar{W}_0$ 为 $I_0 \pi R_0^2 / 4 \pi R_0^2 = 1/4 I_0$,也即 $\bar{W}_0 = 34 \text{ mW} \cdot \text{cm}^{-2}$ 。设此数为 100%,以平均太阳能输入百分比来表示单位面积上的能量通量,且设能量流分为有云和无云两部分,它们所占比例分别为 $\hat{\theta}$ 和 $(1 - \hat{\theta})$, $\hat{\theta}$ 为以分数表示的云量。

当太阳辐射进入大气,通过分子的瑞利(Rayleigh)散射,尘埃粒子的米(Mie)散射以及地表的反射。晴空时将 $\bar{W}_0$ 的某一种部分 $\bar{W}_0 \alpha_0 (1 - \hat{\theta})$ 反射回空间;另一部分 $\bar{W}_0 \alpha_0 (1 - \hat{\theta})$ 直接被大气中的水汽以及诸如臭氧、二氧化碳等其它微量温效气体所吸收;其余部分 $\bar{W}_0 (1 - \hat{\theta}) (1 - \alpha_0 - \alpha_c)$ 为地球表面所吸收。在有云的区域,太阳能的额外部分 $\bar{W}_0 \alpha_c \hat{\theta}$ 在云内被吸收,则云天地表吸收的太阳能为 $\bar{W}_0 \hat{\theta} (1 - \alpha_0 - \alpha_c - \alpha_i)$ 。其中 α_i 为云、云上大气以及云下的地球和大气的行星反射率; α_c 为晴空时地 - 气反射率; α_0 为大气吸收率; α_i 为云的吸收率。

另一方面,地表发射的长波(红外)辐射由地表温度 T_g 的斯蒂芬-波尔兹曼函数 σT_g^4 给出。大气的各种气体(主要是水汽和二氧化碳)大约吸收这种向上辐射的 70%。吸收几乎全部发生在波长 $8 \sim 14 \mu\text{m}$ 带以外,这一波长范围由于这种原因而称为大气窗区。在这个光谱区,来自地面的热发射可以直接向空间辐射。因此来自地面的热辐射直接透射到空间的数量可以写成 $(1 - \epsilon_1) \sigma T_g^4$, 其中 ϵ_1 为大气对长波辐射的吸收率,约为 0.7。被大气吸收的数量为

$\epsilon_1 \sigma T_g^4$ 。根据基尔霍夫定律,大气的吸收气体在它们各自的吸收波长和适当的温度上也是发射气体,并且朝上下两个方向发射。向下的发射回到地面,称为大气逆辐射,并被地面吸收。确切的发射量是大气温度和水汽廓线的函数。因而在晴空情形下,地表的净热通量主要是向上的窗区辐射。对于云天情形,大气向下发射为来自云本身的发射所加强。一般情况,云接近于具有云所在高度气温的黑体。它们主要通过大气窗区向地表辐射能量;同时吸收来自地表以及来自云下大气的辐射。假定平均云温的热发射是地表热发射的某一固定比例,即 $\hat{f} \sigma T_g^4$ 。则这种发射回到地面的量为 $(1 - \epsilon_1) \hat{\theta} \hat{f} \sigma T_g^4$ 。其中 $\hat{f}$ 为云的黑体发射与地表黑体发射之比。

在晴空,从大气本身辐射到空间的向上热通量即大气外逸辐射是吸收气体和温度垂直廓线的十分复杂的函数。我们假设大气向上发射直接正比于地表黑体辐射,例如等于 $\hat{G} \sigma T_g^4$,其中 $\hat{G}$ 为大气向空间的长波发射与地面黑体发射的比例常数,它的量级约为 0.3。因此晴空条件下,向上发射总量 $F^+ = \hat{G} \sigma T_g^4 + (1 - \epsilon_1) \sigma T_g^4$ 。

从云上大气顶流出的向上热通量是来自云本身通过扩展的大气窗区的发射,为 $(1 - \epsilon_2) \hat{\theta} \hat{f} \sigma T_g^4$ (其中 ϵ_2 为平均云高以上大气的吸收率,约为 0.25),加上云上空气中的剩余水汽和二氧化碳的发射。在能量平衡中,后者一项可以忽略。

因而,在全球作为一个整体时,在大气顶完全由辐射能量平衡起主导作用,此时有:

$$R_s = \bar{W}_0 [1 - a_0 \bar{\theta} - a_0 (1 - \bar{\theta})] - (1 - \bar{\theta}) \sigma T_g^4 \\ [\hat{G} + (1 - \epsilon_1)] - \bar{\theta} (1 - \epsilon_2) \sigma T_g^4 \hat{f} = 0$$

式中 R_s 是净辐射收支;右端第一项是净收入的短波分量;后两项是净收入的长波分量(图 1.2)。

将图 1.2 按行星、大气和地表系统进行分解,便得到下列简化的辐射过程各分量收支图和表示式。

1. 地表面的辐射过程

地表面收入的总辐射能量与支出的总辐射能量之间的差额称

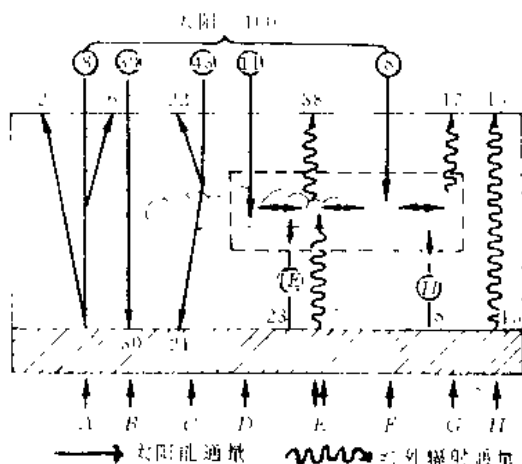


图 1.2 行星、大气和地表的全球辐射过程示意图

为地表面辐射平衡或地表面辐射收支或地表面净辐射量(图 1.3)。

地表面收入的辐射能属于短波辐射的有:太阳直达辐射量 S , 太阳散射辐射量 D ;属于长波辐射的有:大气逆辐射量 G_a 。地表面支出的辐射能属于短波辐射的有:地面对太阳辐射的反射辐射 A ;属于长波辐射的为地面辐射 U_g 。因此,地表面的辐射平衡方程可表示为:

$$R = S + D - A - U_g + G_a$$

太阳直达辐射和散射辐射之和为太阳总辐射 Q ,反射辐射为总辐射与反射率的乘积即 $Q \cdot a$;地面辐射和大气逆辐射之差为有效辐射 E 。代入上式,地面辐射平衡方程又可表示为:

$$R = Q(1 - a) - E$$

2. 大气中的辐射过程

大气中收入的辐射能量有:吸收的直达太阳辐射和散射太阳辐射 Q ,以及吸收的地面射出长波辐射 U_g ;大气中支出的辐射能

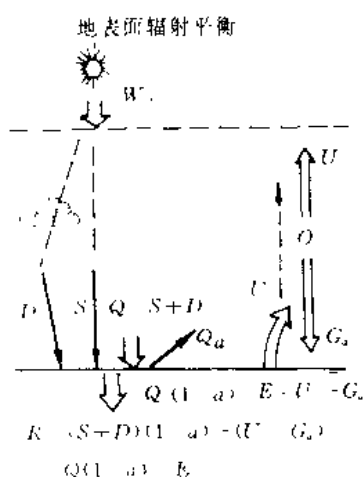


图 1.3 地表面辐射收支示意图

量有:大气向下发射的大气逆辐射 G_a 和大气向宇宙空间发射的大气辐射 U_{∞} 。因此,大气辐射平衡方程为

$$R_a = Q_a + U_a - (G_a + U_{\infty}) \\ = W_0(1 - a_s) - Q(1 - a) \\ + U_a - G_a - U_{\infty}$$

如果以 P_a 表示大气对长波辐射能量的透射系数,地表面放出的长波辐射量为 U_0 ,则大气吸收地表面的长波辐射能量为

$$U_a = (1 - P_a)U_0$$

地表面的有效辐射为

$$E = U_0 - G_a$$

地表面和大气向宇宙空间逸出的长波辐射能量为

$$E_{\infty} = P_a U_0 + U_{\infty}$$

则大气辐射平衡方程又可写作

$$R_a = Q_a + E - E_{\infty} = Q_a - (E_{\infty} - E) \\ = Q_a - \Delta E = R_{\infty} - R$$

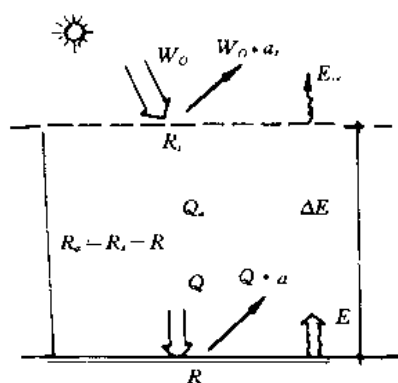
大气中的辐射平衡取决于有效辐射 E 、逸出长波辐射 E_{∞} 和大气吸收的太阳辐射 Q_a 。因为大气吸收的太阳辐射量是相当小的,故大气辐射平衡量主要是由 $E_{\infty} - E$ 决定,其中 $E < E_{\infty}$,故大气辐射平衡总为负值(图 1.4)。

3. 行星地球的辐射过程

行星地球的辐射过程是指地面和大气系统的辐射过程,以地表面为下限,大气上界为上限。地-气系统的辐射平衡是整个地面和大气柱收入的大阳总辐射量和向宇宙空间逸出的长波辐射量之差,所以行星地球的辐射平衡为

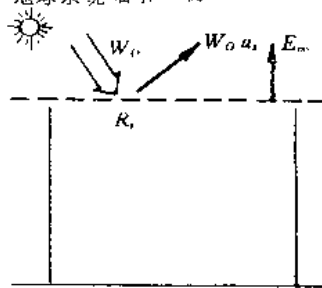
$$R_{\infty} = Q(1 - a) + Q_a - E_{\infty}$$

大气辐射平衡



$$R_s - R_i - R = W_0(1 - a_s) - Q(1 - a) - (E_{\infty} - E) = Q_s - \Delta E$$

地球系统辐射平衡



$$R_s = W_0(1 - a_s) - E_{\infty}$$

图 1.4 大气辐射收支示意图 图 1.5 地-气系统辐射收支示意图

或表示为： $R_s = W_0(1 - a_s) - E_{\infty}$

其中 a_s 为行星反射率。

对于个别地区而言，地-气系统的辐射平衡量可正也可负，但对于全球而言，地-气系统的辐射平衡量为零(图 1.5)。

(二)水分过程

由于太阳辐射的热力影响，地球表面的水分不断蒸发成水汽，被气流带至空中，冷却凝结成水滴，以降雨形式落到地面。落到地面的降水，一部分下渗变成地下水，一部分为径流流入江河湖海，还有一部分重新蒸发到空中，再冷却凝结下降。成为地面水和海洋中水又重新蒸发成水汽，再在适当的条件下凝结降落。水分的如此不停地往返循环，称为水分循环，又称水分过程。海洋上蒸发的水汽被带至陆面凝结降落，再流归海洋。这种海陆间的水分交换过程叫做大循环或称外循环。陆地上的水分蒸发后在空中凝结成水仍降至大陆；或海洋上的水蒸发后在空中凝结成水仍降落到海洋，这种局部的水分交换过程叫做小循环或称内循环。

在水分循环过程中,大气、地面和地下之间通过降水、蒸发和径流渗透进行着水分交换。海洋向陆地输送水汽,而陆地则向海洋注入径流。海陆之间的水汽输送并不是单方面的,而是相互交换的结果,只是海洋水汽供应充分,蒸发出来的水汽比大陆要大,总的来说水汽是从海洋供给大陆的(图 1.6)。

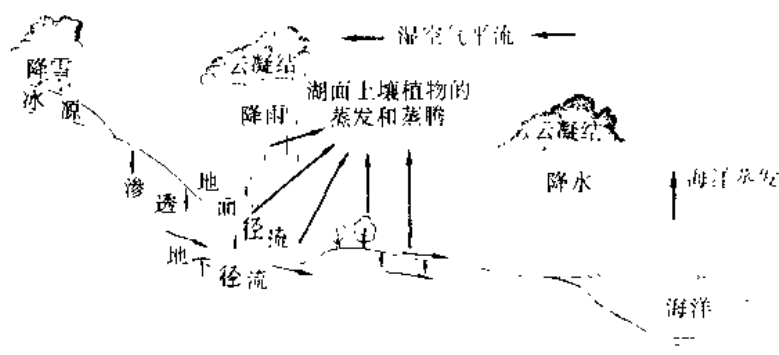


图 1.6 地球水分过程示意图

根据图 1.6 按地面、大气和地-气系统进行分解,便得到以下简化的水分过程各分量收支图和表示式。

1. 地表面的水分过程

在给定的时间中,被研究地区内总的收入水量(O)与支出水量(G)的差额等于该地区内地面土壤水分蓄量的变化($\Delta\omega$),这就是该地区内的水分平衡或水分收支。可表示为

$$O - G = \Delta\omega$$

式中 O 表示地面总的水分收入量,包括:1) 降水量 r ; 2) 地面水分凝结量 c ; 3) 地表面流进水量 f_1 ; 4) 下层土壤流进水量 u_1 。式中 G 表示地面总的水分支出量,包括:1) 蒸发量 B ; 2) 地表面流出水量 f_2 ; 3) 下层土壤流出水量 u_2 , 则

$$(r + c + f_1 + u_1) - (B + f_2 + u_2) = \Delta\omega$$

即
$$r - B + c + (f_1 - f_2) + (u_1 - u_2) = \Delta\omega$$