

现代卫星气候研究译文集

汪勤模 周嗣松等 译

气象出版社

P405-53

WQM

现代卫星气候研究译文集

汪勤模 周嗣松等 译

TV 34 / 09

气象出版社

107413

(京) 新登字046号

内 容 简 介

气候既是有益于人类的一项重要自然资源,又可能导致自然灾害。特别是近若干年来诸如干旱和二氧化碳含量增加引起的气候增暖等气候事件,更引起了人们对气候变化的关注。欲利用气候资源和预测气候变化,就必须要有气候资料。卫星探测已越来越显示出能获取全球性气候参数的巨大威力。本译文集收集了近几年来有关长波辐射、云参数、降水、海洋方面的气候参数的卫星探测技术以及部分应用等文章18篇,可供从事大气科学及其相关学科和应用部门的技术人员参考。

现代卫星气候研究译文集

汪勤模 周嗣松等译

责任编辑 陶国庆

* * *

气象出版社 出版

(北京西郊白石桥路46号)

北京顺义燕华印刷厂印刷

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: 787×1092 1/16 印张: 15.375 字数: 384 千字

1992年2月第一版 1992年2月第一次印刷

印数: 1—500 定价: 11.70 元

ISBN 7-5029-0744-0/P·0397

前 言

1960年4月1日，美国第一颗气象试验卫星TIROS-1发射成功，开创了人造卫星应用于气象探测的新纪元。自那时至今的三十年来，一些国家相继发射了一百多颗气象卫星，为大气科学的研究提供了大量的极其宝贵的观测资料，从而促进了气候研究和预测的发展，卫星气候学也应运而生了。

本译文集共收集了19篇文章，涉及到利用卫星探测数据来推算地球辐射参数、反照率、云参数、降水、土壤湿度、海冰等方面的气候参数的技术方法，还有卫星资料在海-气热通量和大气低频振荡方面的应用问题，并且对世界气候研究计划和卫星观测作了简要介绍。

参加本译文集翻译工作的有汪勤模、周嗣松、方宗义、刘玉洁、杨长新、邱康睦、范惠君、王小敏、张丽霞等同志。由汪勤模和周嗣松同志分别对文稿进行组织和审校工作，初稿完成后由汪勤模进一步调整和审阅，负责全书的统一工作。

卫星气候学是一门正在发展的新兴学科，现代卫星气候研究涉及面很广，受我们业务水平所限，又缺乏经验，因而书中肯定存在有不少缺点和错误，我们衷心希望广大读者提出宝贵意见。

目 录

1. 从卫星观测获取地表辐射收支参数	(1)
2. 从METEOSAT资料推算地球大气顶的辐射收支参数	(8)
3. 总长波辐射通量与红外窗区辐射率间关系的卫星测定	(22)
4. 短波辐射的窄带和宽带卫星观测: 应用大气环流模式的换算模拟	(33)
5. 借助和采用METEOSAT资料的一种物理模型来估计地球表面太阳辐照度和地 面反照率	(41)
6. 从西欧上空 AVHRR 辐射测值中自动消除云污染的方法	(48)
7. 利用多光谱卫星测值估计云量	(61)
8. 利用卫星红外和微波通道组合遥感云参数	(74)
9. 利用低分辨率METEOSAT测值业务监视非洲降水(摘译)	(87)
10. 应用于西萨赫勒地区两种METEOSAT卫星雨量监测方法的比较	(96)
11. 用地球静止卫星红外资料测定土壤湿度: 可行性研究	(106)
12. 为全球气候研究而进行的卫星海洋监测	(123)
13. 在冷空气爆发时期海-气热通量的卫星估计	(129)
14. 一种利用微波辐射仪测量海冰成分的计算方法	(141)
15. 热带地区射出长波辐射的日变化	(155)
16. 北半球夏季射出长波辐射和250hPa纬向风的全球尺度季内振荡	(169)
17. 30—60天的大气振荡: 对流和环流距平生命史的合成图像	(188)
18. 平流层临边红外监测仪: 试验描述、性能和结果	(218)
19. 世界气候研究计划和卫星观测	(231)

从卫星观测获取地表辐射收支参数

R. T. Pinker, L. A. Corio

提 要

地表接收的净辐射被作为地表-大气交界面能量交换的伪外力函数(Pseudoforcing function), 有关这一参数的资料还不能从日常观测获得。本研究旨在证实卫星获得的信息对于估计地表辐射收支可能是有用的。NOAA-5卫星的观测资料被用来研究行星辐射收支参数与地表净辐射的关系, 研究发现大气顶的净辐射和射出长波辐射与地表净辐射相关, 得到的多重相关系数为0.76。

一、引 言

地表辐射能的净收入和支出是一个重要的基本参数。同这一参数有关的资料对于与区域性气候变化趋势(Budyko, 1974), 以及太阳能的应用和农业等方面的问题是十分重要的。但是, 现在没有进行地表净辐射的日常业务观测, 过去推算区域性地表辐射能收支的试验研究是以把总太阳辐射的观测资料和气象资料作为输入资料的近似参数化方法为基础的(Linacre, 1968; Lettau, 1969; Hare, 1980)。即使是这种简化了方法对中尺度地区也还没能达到可应用的程度, 因为它所要求的输入资料至多只在小尺度地区能得到满足。但是, 总太阳辐射的分布是以小得多的尺度变化的。Gandin (1970) 在世界气象组织的报告中提议总太阳辐射观测站应该以150—200km距离设置。于是, 为了得到更详细的地表辐射收支参数, 利用卫星观测似乎是适时的。这与各种科学团体的建议是一致的, 即1978年在弗吉尼亚的威廉斯布格(Williamsburg, Virginia)举行的地球辐射收支科学专题讨论会上建议进行专门的研究工作, 以便到1985年具有从卫星观测资料确定地表辐射收支参数的能力(NASA, 1979)。从卫星观测资料确定地表净辐射的能力的评定也包括在规定的任务之中。

本文目的是试图计算出同时刻的地表和大气顶的中尺度辐射场(在卫星观测范围), 而后研制一种方法, 以用于从卫星观测资料推算地表的净辐射场。

二、现在的研究

1. 资料

要得到同时观测的大气顶和地表的中尺度净辐射场资料是困难的。现在还不能得到地表净辐射资料 R_n , 但是可以把它表示成

$$R_n = (1 - \alpha) \cdot (S + S^*) + R_A - R_G \quad (1)$$

式中 S 和 S^* 分别为直接短波辐射和漫短波辐射, R_A 为大气的长波热辐射, R_G 为地表的长波热辐射, α 为地表的反照率。因此, 我们可以应用一种综合方法, 其中只有短波辐射从观测资料获得, 而长波净辐射由模式计算得到。

最适合这种方法应用的资料似乎是Tarpley等人(1978)在他们的大平原试验中准备的资料。在那次试验中, 国家海洋大气局/国家地球卫星局(NOAA/NESS)收集了1977年夏季

地球静止卫星(GOES-E)可见光红外自旋扫描辐射仪(VISSR)可见光通道($0.55-0.75\mu\text{m}$)的数字图像资料,并在大平原地区每 $50\times 50\text{km}$ 区域进行了平均。大平原农业委员会(GPAC)提供了一组33个地面测站天空辐射表的同步观测资料(图1)。并用从NOAA观测网来的总太阳辐射资料作了补充,这种总太阳辐射资料可以设在阿什维尔(Asheville)的NOAA/EDIS(国家环境资料和信息局)的国家气候中心(NCC)编辑的“太阳辐射资料月汇编”中找到。计算有效长波辐射时应用的云量和温度资料取自“每月气候资料汇编”和“地方气候资料汇编”。它们提供了21个研究中用到的测站的数据(测站名略)。

从NOAA-5业务极轨卫星获得的重叠的资料集(Gruber, 1978; Winston等人, 1979),如在国家气象中心(NMC)极射赤面投影图格点(在赤道地区分辨率为 102km ,在极地附近分辨率为 204km ,参见图1)上所存贮的,用来计算大气顶的能量收支。

存贮的辐射收支参数是从NOAA卫星的两通道扫描辐射仪的观测资料计算出来的,卫星从北向南的过赤道时间为地方时2100,而从南向北的过赤道时间为地方时0900。红外通道进行飞行定标,而可见光通道定标利用的是实验室定标资料。在红外道通资料的定标中,经过定标了的资料以等效黑体亮度温度的形式表示。由窗区辐射观测资料确定射出长波辐射通量使用的是Abel和Gruber(1979)的回归方法。在各向同性的假定下,反照率可以从可见光通道的观测资料得到,然后,把它作为日平均反照率的一种度量。由于资料定标,传感器老化、随机误差和在各种算法中所作的简化假定,从卫星观测资料获得的辐射收支参数可能具有系统偏差,而要定量地估计这些偏差又是十分困难的。

2. 地表净辐射场

从(1)式显而易见,地表净辐射可以由总短波辐射、地表反照率和长波净辐射计算。短波辐射可以从Tarpley的实验技术(1979)得到。使用的地表反照率是Kung等人在相应地区的观测资料(对夏季)。下面两种不同方法被用来计算1977年夏季(6—8月)大平原选定地区的长波净辐射: a). Monteith-Idso 模式(或称MI型式)(Monteith, 1960; Idso 和 Jackson, 1969); b). Brunt模式(1932)。正如Willmott等人(1978)所采用的处理方式那样, Brunt模式中的经验常数用Sellers的常数(1965)来代替。

这两种方法所得结果差别不大,因此选用MI模式并简要介绍如下。

用Monteith模式(1960)表示的长波净辐射为

$$R_A - R_G \equiv L_{MN} \equiv (1 - C)(\epsilon - 1) \cdot \sigma \cdot T_A^4 - \Delta L \quad (2)$$

式中C为云量份数, ϵ 为大气有效比辐射率, σ 为Stefan-Boltzmann常数, T_A 是以绝对温度表示的百叶箱温度, ΔL 为对百叶箱温度与地表

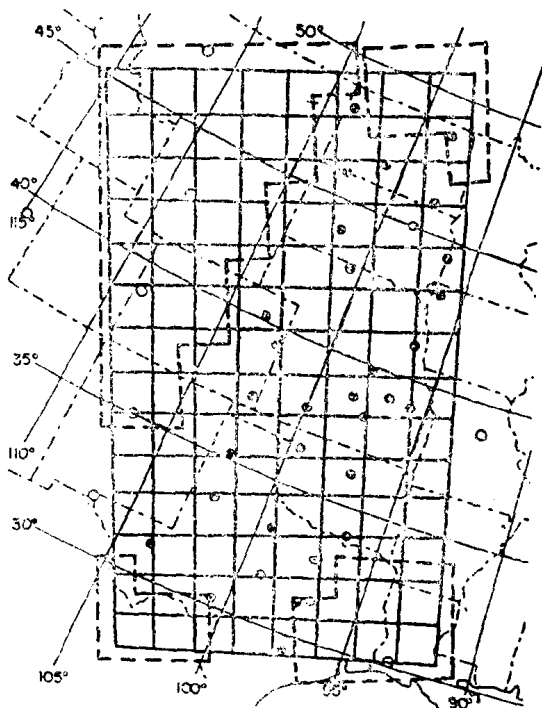


图1 NMC网格点和1977年夏季试验中GPAC的总太阳辐射观测站(实圆点),以及NOAA观测网补充的站点(空心圆点)。由于地面观测资料密度不够,用虚线框起来的格点资料不参与统计分析

温度差的订正常数(对6—8月份),其值分别为 9.68 、 7.75 和 3.40 Wm^{-2} 。

云的影响通过(1—C)项予以考虑,这里没有考虑云对向上长波辐射的影响(向上的长波辐射被云吸收,并以云底温度再放射回去)。在Monteith的公式中,大气的热辐射随百叶箱温度而变化。在夏季,由于云底温度低于百叶箱温度,大气的热辐射估计值将偏高。根据Monteith提供的统计资料(1961),长波净辐射计算结果约偏高10%。

Monteith的研究中所应用的每月的订正常数是根据同测量的净辐射的相关性确定的。对大平原地区来说,尚没有这类资料。计算中应用了在英格兰得到的订正常数,这似乎比不作订正要好一些。

地表的比辐射率假定为1。从(2)式可见,大气的热辐射随大气的有效比辐射率而变化,后者又依赖于大气中的可降水量。由于经常没有可降水量资料,计算中应用了Idso和Jackson的把大气比辐射率作为地表温度的二次多项式参数化形式(1969),即

$$\varepsilon = 1 - C \cdot \exp[-d(273 - T_A)^2] \quad (3)$$

式中系数C和d是Idso和Jackson从亚利桑那州的菲尼克斯(Phoenix, Arizona)、阿拉斯加州的巴罗角(Point-Barrow, Alaska)、澳大利亚的阿斯彭德尔和克兰(Aspendale and Kerang, Australia),以及印度洋(Indian Ocean)的试验资料统计分析得到的,其值分别为 0.261 和 7.77×10^{-4} 。把从(3)式计算出的 ε 值代入(2)式,得到以 Ly/d (兰/日)为单位的长波净辐射,

$$LW_N = (C - 1) \cdot C \cdot \exp[-d \cdot (273 - T_A)^2] \cdot \sigma T_A^4 - \Delta L \quad (4)$$

计算得到的1977年夏季3个月大平原地区的平均长波净辐射场如图2所示。对应的总太阳辐射场见图3。

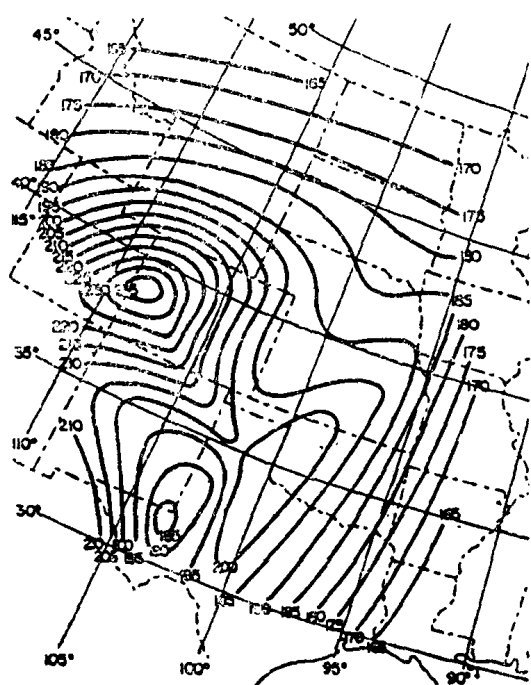


图2 从测量的短波辐射资料和由模式计算的长波净辐射计算出的夏季3个月(1977年7—9月)平均的地表净辐射(Wm^{-2})

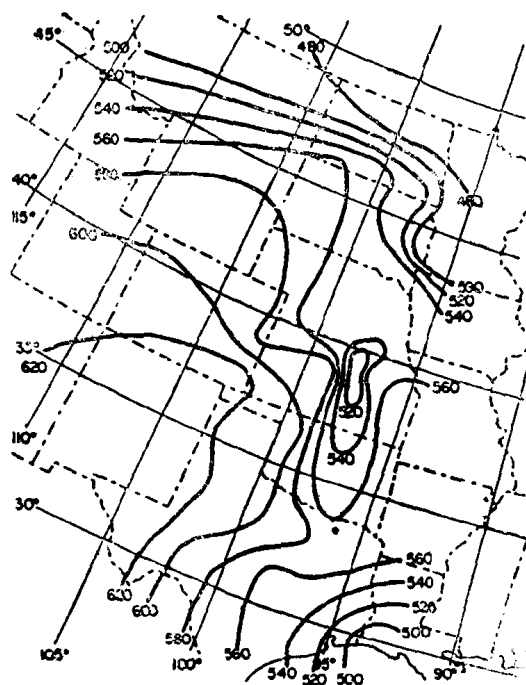


图3 由1977年夏季试验期间GPAC观测站所获得的以及NOAA观测站网所补充的就夏季3个月(1977年7—9月)平均的地表总太阳辐射(Wm^{-2})

3. 大气顶的净辐射场

为了计算大气顶的净辐射场，从NOAA/NESS获得了1977年夏季的NOAA-5卫星的辐射能资料。每半球的数据包含在 125×125 的资料阵中。这些资料置于迭加在极射赤面投影图

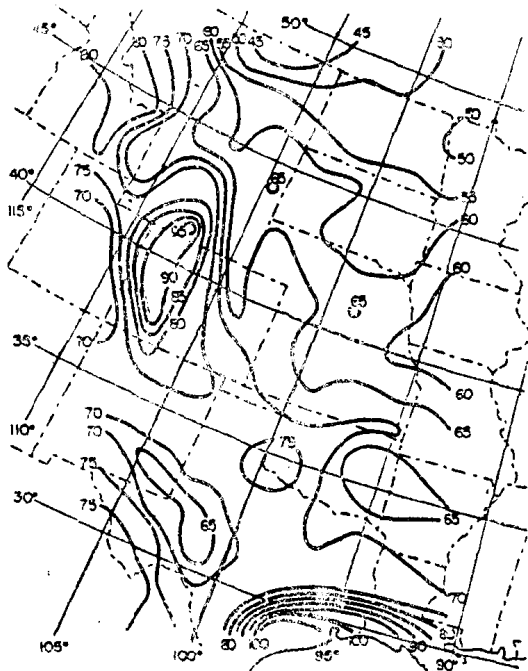


图4 从存放在(NMC) 125×125 半球格点上的 NOAA-5扫描辐射仪资料计算得到的夏季3个月(1977年7—9月)平均的行星净辐射(W m^{-2})

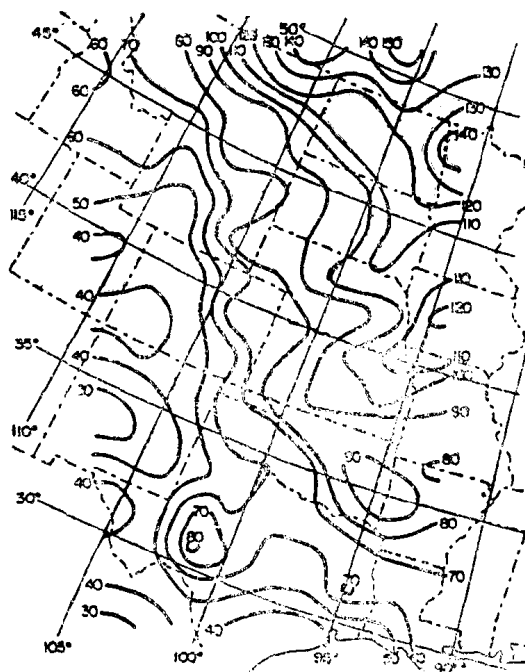


图5 图4中的行星净辐射场的变化率参数($\times 10^3$)

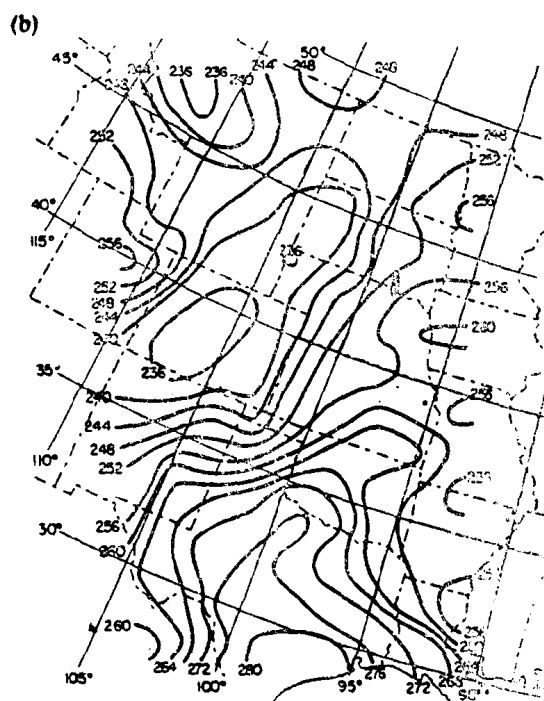
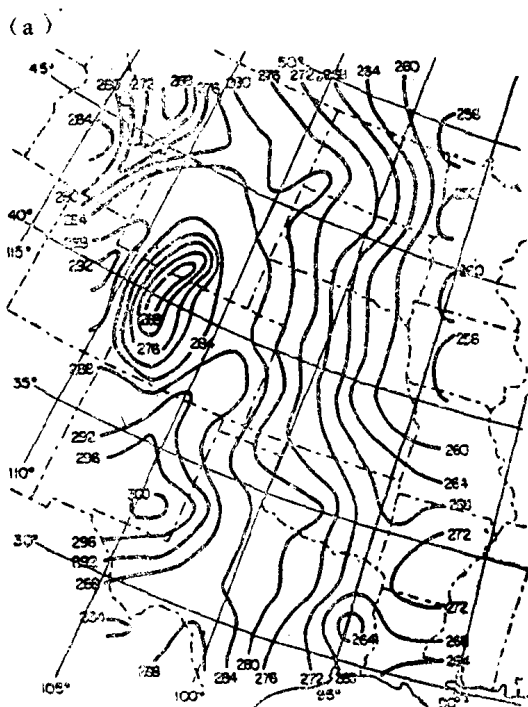


图6 从存放在(NMC) 125×125 半球格点上的NOAA-5扫描辐射仪资料计算得到的夏季3个月(1977年7—9月)平均的白天(a)和夜间(b)行星射出长波辐射(W m^{-2})

(格点 (63, 63) 位于极点) 上的正方网格交叉点上。我们从中取出了大平原地区的资料。NOAA/NESS 开发的一种计算方法可以用来从地理坐标转换到网格点坐标。我们研究的地区自北向南位于第85—99行格点, 自西向东位于第48—56列格点所覆盖的区域。每天的资料集包含4种辐射场资料: a) 白天的射出长波辐射; b) 吸收的太阳辐射; c) 有效太阳辐射; d) 夜间射出长波辐射。

大气顶的净辐射是用白天和夜间的射出长波辐射平均值来计算的。计算结果绘于图4。变化率参数定义为 σ/F , 这里的标准偏差 (σ) 用每一点的平均场 (F) 规格化, 变化率参数的计算结果绘于图5。为了表示白天和夜间射出长波辐射场的差别, 这两种辐射场的3个月平均值场绘于图6。为了便于对各种辐射场进行解释, 还绘制了平均行星反照率场(图7)。

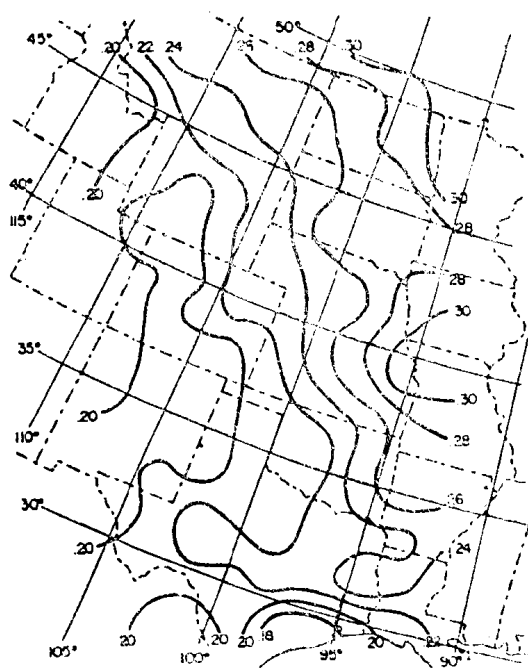


图7 从存放在 (NMC) 125×125 半球格点上的 NOAA-5 卫星资料计算的夏季3个月 (1977年7—9月) 平均的行星反照率

三、结果和讨论

地表(图2)和大气顶(图4)的净辐射场在其分布上显示出明显的相似之处。人们已经认识到云对这两种辐射场起着调节作用。在大气顶, 云的反射使得向宇宙空间的能量损失增加, 而又由于云顶的温度低, 从射出长波辐射的减少而得到补偿。因此, 在射出长波辐射通量值大的地区, 净辐射值则比较小; 反之亦然(图4和图6a)。许多研究者已经讨论过大气顶的这种相互作用过程 (Schneider, 1972; Gess, 1976; Ohring和Clapp, 1980)。他们试图定量地描述反照率和“温室”这一对作用相反的效应对大气顶净辐射的影响, 并为此目的而引入了“气候灵敏度参数”。虽然不是所有的研究者都认为这两种作用是支配因子, 但大家都同意这样一种看法, 即两者是相互补偿的。

当我们考虑地面能量平衡时, 云通过其对地面和空间的耦合作用扮演了调节者的角色。这里, 云量也从不同的方向作用于长波和短波辐射而影响地球辐射平衡, 这些相反作用的量级还没有很好确定。例如, Linacre (1968) 声称, 当净辐射强度超过 0.02 Ly/min (兰/分) 时, 云的影响将使它降低; 而当强度低于这个值时, 则使它增高。

为了更好地解释这两种辐射场, 我们还调查了这个时期的天气形势。7月和8月, 位于从加拿大西海岸至阿拉斯加一线很高的高压脊导致通过加拿大中西部和和大平原几个州北部的冷平流。这使得美国北部边界地区的温度梯度增大, 从而形成了非常适宜风暴发展的条件。这一地区的几个测站得到了八月份最低或接近最低的平均温度记录。冷空气向南的侵袭, 被位于东南部上空相当强的副热带高压脊所阻挡 (Dickson, 1977a,b)。由于来自西北的极地急流位于加拿大中西部和美国的中北部, 以及中北部上空很深的低压槽和远离东海岸的强水汽平流的综合影响, 大陆东部的大部分地区的总可降水量都超过正常情况 (参见正常可降水量的百分比图, 每周天气和作物公报, 1977年9月13日)。这一点还可以从在堪萨斯观测到的总

太阳辐射的最小值而得到证实(图3)。

在大平原的北部地区,总太阳辐射的等值线呈东西走向(图3),这表示移动的天气系统强烈地影响着日射率。净太阳辐射等值线的走向也类似,即总太阳辐射支配着净辐射平衡。

在 110° 经线以东地区,大气顶的净辐射等值线的东西走向不象地面的那么明显。 110° 线以西地区,行星净辐射场似乎与白天的行星长波辐射场(图6a)类似。行星和地表净辐射分布上的这种差别可能是由于计算方案不同引起的。行星净辐射是由每天一次的观测资料计算的,而总太阳辐射却是从连续观测资料得到的。可想而知,上午卫星在这一地区的观测资料事实上与日平均值差别甚大。相应的行星净辐射的变化率参数偏高,这可能是由移动的天气系统造成的。

大平原的其它地区,地表净辐射和总太阳辐射场在分布上基本上不相似。堪萨斯地区的总太阳辐射最小值与1977年夏季这一地区的可降水量超过常年的15%(每周天气和作物公报,1977年11月13日)是相符的。在 105° 经线附近,总太阳辐射场在得克萨斯、新墨西哥和亚利桑那等晴朗干燥天气为主的地区取高值。1977年夏季,这些地区的可降水量仅为平常年份的75%,云量也低于平均值。

大气顶和地表的净辐射,除了受到太阳外力作用外,还受到地形的影响。在晴朗荒漠地区低的净辐射值(185Wm^{-2})是由于高的地表反照率($\sim 24\%$)和晴空为主天气条件下的强辐射冷却的共同作用形成的。在高原地区,可以发现净辐射的最高值(235Wm^{-2}),这是由于低的地表反照率和弱辐射冷却的共同作用形成的。这种较弱的辐射冷却可能是由于高原的海拔高度高(辐射温度较低)和放射辐射被高山所截获的缘故。地形对净辐射平衡产生强烈影响的想法得到行星净辐射变化率参数的空间分布特征(图5)的支持。这两个地区类似的低值占优势意味着净辐射平衡受稳定的而不是暂时的特征所控制。白天的射出长波辐射场与净辐射场的分布是协调的。在高原地区,长波辐射场有一个明显的相对低值区;而在晴空荒漠地区,有一个明显的相对高值区。但是,夜间的射出长波辐射场不同于白天的长波辐射场,特别是在晴空荒漠地区的明显高值区不见了。众所周知,加热快的地区冷却也快。显然,当卫星夜间过境时,荒漠中最热的地区充分冷却,以致它与周围地区的温度梯度减少。高原地区,在夜间长波辐射场中仍然保持相对低值,但是它的温度梯度变得更小。在这种情况下,高原和荒漠地区之间的温度梯度也变小了。

各种利用卫星观测资料估计行星辐射收支参数的研究(例如Stephens等人,1981)已经证实了,在射出长波辐射通量取最小值的地方行星反照率取最大值。这一点并不完全符合我们所研究的地区。沿 105° 经线, 45°N 以南地区的行星反照率似乎是一样(图7),但是荒漠地区的射出长波辐射却比高原地区的高。

为了定量地确定两种净辐射场之间的相似性,我们进行了下面的回归分析:

$$G_{\text{NET}} = a + b \cdot P_{\text{NET}}, \quad (5a)$$

$$G_{\text{NET}} = a + b \cdot P_{\text{NET}} + C \cdot P_{\text{NET}}^2 \quad (5b)$$

$$G_{\text{NET}} = a + b \cdot P_{\text{NET}} + C \cdot L_{\text{WD}}, \quad (5c)$$

式中 G_{NET} 为地表的净辐射, P_{NET} 为大气顶的净辐射, L_{WD} 为白天的射出长波辐射。

前两种形式的回归公式似乎可以从早期用这两种净辐射场资料绘成的点聚图得到启示。第3种形式可以根据图6(a)来考虑。由于大气顶的净辐射值是对NMC网格点计算的,首先要把地表净辐射资料插值到这些格点上。但是,在那些测值稀少的地区,特别是高原地区和沿海地区(在这些地区空间变化率估计更大一些),若干个格点在分析时被删去了。我们从

总共135个格点中删去了59个(图2)。回归分析结果列于表1。从表中可以看出,地表净辐射与行星净辐射的一阶和二阶回归公式得到相同的相关系数,即均为0.69。 G_{NET} 与 P_{NET} 和 L_{WD} 的多元回归公式得出的相关系数为0.76。 P_{NET} 和 L_{WD} 还各自与 G_{NET} 强烈相关,相关系数分别为0.69和0.63。

表 1 地表净辐射 (G_{NET}) 和行星净辐射 (P_{NET}) 间的回归分析及 (5) 式中的白天长波辐射 (L_{WD})

	多元回归相关系数R	简单回归的R	R的平方
P_{NET}	—	0.688	0.474
回归公式 (5a)			
$G_{NET}=101.814+1.195 (P_{NET})$			
P_{NET}	0.688	0.688	0.474
P_{NET}^2	0.688	0.688	0.474
回归公式 (5b)			
$G_{NET}=0.484+0.374 (P_{NET}) +0.601 \times 10^{-4} (P_{NET})^2$			
P_{NET}	0.688	0.688	0.474
L_{WD}	0.757	0.627	0.573
回归公式 (5c)			
$G_{NET}=0.467 \times 10^3+0.285 (P_{NET}) +0.862 (L_{WD})$			

在计算中,应用了几种近似方法来计算每天的净辐射场。例如,地表总太阳辐射是用每小时一次的观测资料计算的。但是,长波净辐射却是根据日平均温度(每天最高温度和最低温度的平均值)和日平均云量由经验模式计算得到的。太阳辐射观测站与气象资料观测站并不总在同一地点。我们允许这一对测站可以相距20km。此外,大气顶的净辐射是用每天一次的可见光通道的观测资料和每天两次的红外通道的观测资料计算得到的,这些近似处理都可能引入难于估计的误差。

四、结 论

在本文中,我们获得了同时的地表和大气顶的净辐射资料,并将它们进行了比较。NOAA-5卫星的观测资料被用来建立美国中部地表净辐射与行星辐射收支参数的回归关系,研究发现了大气顶的净辐射和白天的射出长波辐射与地表净辐射的相关性,其中得到的多元回归公式的相关系数为0.76。

本文证实了平均行星反照率并不总是射出长波辐射的最好指示物。例如,在新墨西哥、科罗拉多以及怀俄明部分地区,平均行星反照率几乎相等;但是,荒漠地区的射出长波辐射却比高原地区的高些。

地表总太阳辐射并不总是净辐射的唯一控制因子,这一点也是显而易见的。净辐射经常应用回归公式从总太阳辐射资料计算得到,但是我们的研究说明,这并不是对每一种气候区都适用的好的近似方法。

虽然有上面提到的各种限制,但要否认这两种净辐射之间显著的分布上相似性是很难的。关于这个问题还需要作进一步的研究。

周嗣松,译自Monthly Weather Review, Vol. 112, pp.209—215, January, 1984.
汪勤模校。

从METEOSAT资料推算地球大气顶的辐射收支参数

Marianne Gube

提 要

本文介绍一种用METEOSAT卫星3个通道图象资料计算地球大气顶的辐射收支参数(反照率和射出长波辐射)的方法。模式计算被用来对辐射的各向异性分布和光谱积分进行订正。一些结果被用来对模式中所作的假定进行质量检验,以及给出一些不同地区的辐射通量日变化的例子。

一、引 言

大气顶的辐射收支描述了地球和宇宙空间的能量交换,它定义为:

$$M_q = M_o \cdot (1 - \alpha_p) - M_e \quad (1)$$

式中 M_q 为净辐射通量密度, M_o 为入射太阳辐射, α_p 为行星反照率, M_e 为地球-大气系统放射的长波辐射能量。

自从利用气象卫星遥感技术以来,已经进行过多次确定地球辐射收支的试验研究;例如,Vonder Haar和Suomi (1971),以及Raschke等人(1973)已经从泰罗斯、雨云和艾萨卫星观测资料推算出行星反照率的全球平均值(28—30%)和地球辐射温度的全球平均值(254—255K)。Winston等人(1979)利用NOAA卫星资料编辑了为期五年的全球月平均辐射收支图集。雨云-6卫星携带一种专用的地球辐射收支试验仪器,连续地监测地球辐射收支的各个分量(Jacobowitz等人,1979)。

所有使用卫星资料的人都面临着把测量到的辐射率转换成积分辐照度(通量密度)的这样一个共同问题。为了进行这种转换,对辐射的各向异性分布特征作某些假定是必要的。但是,在一些辐射收支计算中,这方面的问题却被完全忽略了(如Winston等人,1979),而另一些人在进行某些地表和云的计算时,使用一组固定的各向异性系数或者双向反射率(Raschke等人,1973),或者根据表面的类型从实际的辐射率测量资料中得到的(例如,Stowe和Taylor,1981;Saunder等人,1982)。但是,由于辐射率分布资料是仅由假定具有类似反射特性的不同地点的测量资料组成的,所以这最后一种方法是不十分精确的。

对于使用窄带传感器资料的人来说,还存在一个测值的光谱积分问题。

利用卫星资料计算的地球辐射收支资料可以用于气候研究。它以两种不同的途径提供决定地球气候的物理过程的某些情报、长期观测资料的统计学研究和必须考虑各种气候要素之间复杂的相互作用的数值模式的开发。

一个关键问题是大气能量学问题,特别是能量转换的机制,即入射的太阳能经由潜热和感热转换成有效位能,并最后转换为大气环流的功能。这个能量系统中的变化表现出气候变化的征兆。

关于向有效位能转换的大气辐射特征完全可以通过卫星进行全球监测。从卫星测值得到的辐射收支资料提供了对气候模式的计算结果进行检验的可能性,例如,在这些模式中计算

大气顶的行星反照率和长波辐射率，然后能够将其同实际资料比较。由于在所有的气候模式中把相互作用的物理过程的许多细节仅仅以一种近似方法来描述，所以这样的质量控制是必要的。

对测量资料与模式计算结果进行这种比较，要求从卫星资料计算的反射太阳辐射和长波辐射通量密度的精度为 $\pm 5 \text{ W m}^{-2}$ (COSPAR, 1978)。

Geleyn等人(1982)应用NOAA卫星测量的地球辐射收支资料(Winston等人,1978)同全球环流模式的计算结果进行了比较，这一研究工作还强调卫星资料必须具有高的时间和空间分辨率。

极轨卫星的资料通常被用来研究地球辐射收支。但是，除了极地之外，每24h卫星只能对地球上的某一特定地点观测两次。因此，它虽然能提供全球大部分地区不同季节的辐射收支资料，却不能监视它的时间尺度小于一天的变化。由于地球静止卫星能以30min的时间分辨率观测辐射收支的日变化，所以地球静止卫星网络能填补这一空缺(除地球静止卫星不能观测到的极地外)。Smith等人(1981)在研究印度夏季季风的爆发时应用地球静止卫星的观测资料来确定每小时的辐射收支。

下面将要介绍为了对光谱辐射率资料进行订正而对辐射传输模式结果采用的参数化方案。这一方法可应用于METEOSAT卫星资料的处理。这个卫星系列的第一颗卫星(METEOSAT-1)于1977年11月发射到对地球相对静止的轨道上，提供了从1977年12月至1979年11月期间连续的地球观测图象。这颗卫星的后继者METEOSAT-2于1982年7月发射。

二、METEOSAT卫星的业务计划

欧洲气象卫星(METEOSAT)位于对地球相对静止的轨道，它的星下点在 0° 经度上。星上辐射仪每30min一次获得3个波段的地球图象，其中之一在太阳光谱区，另外两个在热红外谱区(参看表1)。

表 1 METEOSAT 辐射仪的特点

通 道	响应波段 (μm)	星下点分辨率 (km^2)	灰度等级 (计数值)
可见光 (VIS)	0.4—1.1	2.25×2.25	64*
红外 (IR)	10.2—13	4.5×4.5	256
水汽 (WV)	5.7—7.5	4.5×4.5	64*

*. 64个灰度等级的可见光和水汽通道资料在地面处理时通过在原来的6Bit资料上增加2个随机Bit位也转换成0—255的编码计数值。

根据计划，设在达姆施塔特(Darmstadt)的欧洲空间运行中心利用METEOSAT卫星的图象资料制作下列业务产品：海面温度、云分析图、云顶高度、对流层上层的平均湿度、辐射收支资料和风资料(METEOSAT系统使用指南,1980)。对所有这些产品来说，共同的基本处理部分是METEOSAT图象的“分块处理”(Segment Processing)。这就是说图象要被分成许多块，每块包含 32×32 (红外)个像素，即在星下点处覆盖着大约 $150 \times 150 \text{ km}^2$ 的范围，而就整张图来说平均约为 $200 \times 200 \text{ km}^2$ 的区域。之所以选择这样的网格尺度，是因为这种尺度对于大尺度数值预报模式来说是一种典型尺度，这样就很容易把METEOSAT卫星的产品输入到数值预报模式中。

每一块中的资料都用直方图方法进行处理，以确定该块中的主要场景，这些场景可能是

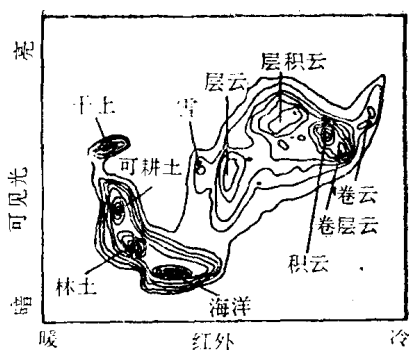


图1 可见光和红外辐射率资料的二维直方图

海洋、陆地(陆地又可以分为许多种类型)或三种不同高度的云(高、中、低云)。图1是(可见光和红外资料)二维直方图的一个例子。直方图的制作和分析的细节在METEOSAT系统使用指南一书中介绍(1980)。

由于在图象的边缘部分有相当大的畸变,相应地增大了象素和块的尺度,使得直方图的分析越来越困难。因此,在资料处理过程中把块限制在以星下点为中心的50°大圆弧内。

每一块的平均辐射率(以计数值表示)和它们的标准偏差是对于此块中所有可辨别出的场景条件而计算得到的。

这些辐射率值连同相对应的地理定位信息一起构成通常被称之为“气候资料集”的压缩编码形式的资料集(Compbell,1979),它们被作为提取气象参数的基础资料(参看表2)。这个气候资料集每天生成8次,并以接近天气观测时间(2300,0200,0500……GMT)为提取卫星资料的时间。而用作检验的资料集是每小时生成一次。辐射收支参数则是利用这个气候资料集的资料计算出来的。

表 2 气候资料集中的一块所包含的内容

- 地理纬度和经度(相对应于一块的中心)
- 表示此块是否存在太阳反辉区现象的特征值
- 太阳天顶角、卫星天顶角、太阳/卫星方位角
- 块(位置)标识符(在图象中的行和列序号)
- 被提取的组数
- 对于每一组包括下列信息:反射体类型标识符,这一组的象素数目,IR、VIS、WV的辐射率平均值,IR、VIS、WV的辐射率标准偏差,订正的IR辐射率(对半透明云)(Cayla和Tomassini之后,1978)

三、方 法

由于射出辐射强度场不是各向同性的,计算辐射通量的基本思路是对测量到的辐射率应根据其观测几何图形和辐射率的实际分布进行订正。如果辐射率用下面形式的公式换算成相应的光谱通量,这一点是能达到的:

$$M_v = \int_0^{2\pi} \int_0^{\pi/2} L_v(\theta, \varphi) \cdot \sin\theta \cdot \cos\theta d\theta d\varphi \quad (2)$$

式中: M_v 为光谱辐射通量, $L_v(\theta, \varphi)$ 为在 θ 和 φ 方向的光谱辐射率, θ 和 φ 为天顶角和方位角, v 为频率,下标 v 表示 M_v 和 L_v 是 METEOSAT 卫星每个通道的带宽的光谱值。

从编码计数值到 L_v 物理量单位 ($W m^{-2} \cdot Sr^{-1}$) 的换算是由辐射仪每个通道的定标关系给出的(METEOSAT定标报告,1981)。图2描述了卫星观测时的视场几何关系。光谱通道的测值必须经过光谱积分才能得到宽带辐射通量。

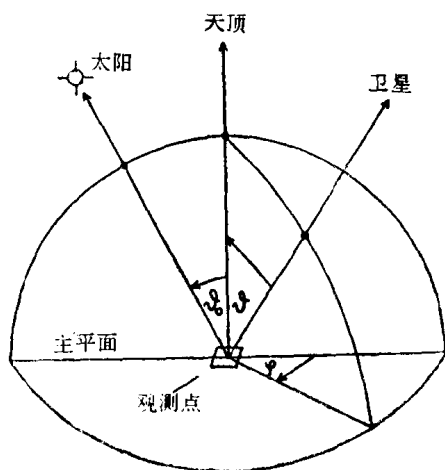


图2 太阳、卫星和被观测点的几何图形

卫星在某一特定位置测量到的辐射值只能代表一组 (θ, φ) 所表示的方向上和辐射仪通道的光谱响应范围 $(\Delta \nu)$ 内的辐射率。克服这种限制的一种办法是使用模式计算, 它能够提供大气顶的辐射场的其它信息。目的是要找到 $L_v(\theta, \varphi)$ 和 M_v , M_v 和宽带值 M (它代表了放射长波辐射通量 M_e 和反射短波辐射通量 M_r) 之间的简单关系。为此目的, 我们已对各种各样的大气廓线就太阳和地球的辐射波段进行了计算。下面简要介绍它的基本原理, Gube (1980, 1982) 已经对辐射计算模式作了详细介绍, 并且给出了它的计算结果。

1. 反射太阳辐射

这里应用的模式是散射的逐级计算方法(如 Zdunkowski 等人, 1967; Raschke, 1972)。模式所要求的输入信息列于表3。模式输出所有视角 (θ, φ) 和太阳天顶角 θ_0 情形下的在大气顶的可见光通道光谱区间 $(0.4-1.1 \mu m)$ 的辐射率分布 $L_{v,r}(\theta_0, \theta, \varphi)$ 和通量值 $M_{v,r}(\theta_0)$ 。计算是相对于包括了各种各样的地表反照率、云的光学厚度和太阳天顶角 θ_0 的240条大气廓线进行的, 并在计算中作了如下简化: 当下垫面为海洋时, 应用了 Cox 和 Munk (1955) 的反射率模式; 陆地被假定为朗·伯反射体, 而云仅被认为是呈层状的。后面这两种假定可能是不十分符合实际情况的, 而且在某些情况下对单点观测资料会发生较大偏差。但是, 除了由于我们还只对地表的反射特征, 以及各种各样的云宏观结构的辐射特征具有非常有限的认识原因外, 每一个 METEOSAT 资料块的辐射率在分组分析过程中就已经进行了相当显著的平均处理, 所以, 这些假定还是合理的。

我们发现模式的计算结果满足下面的表达式:

$$M_{v,r}(\theta_0) = A(\theta_0, \theta, \varphi) + B(\theta_0, \theta, \varphi) \cdot L_{v,r}(\theta_0, \theta, \varphi) \quad (3a)$$

$$M_{v,r}(\theta_0) = A'(\theta_0, \theta, \varphi) + B'(\theta_0, \theta, \varphi) \cdot L_{v,r}(\theta_0, \theta, \varphi) \quad (3b)$$

式中 A, B 是陆地和云为反射体时, 对每一组 $(\theta_0, \theta, \varphi)$ 角所表示的方向上的回归系数; A', B' 是当海洋为反射体时, 考虑到水面的特殊反射特征而使用的相应回归系数。

表 3 在太阳光谱区的辐射率模式的输入资料

资 料	来 源
大气透过率资料	Kerschgens 等人 (1976)
云 滴 分 布	AS 类型 (Hansen 之后, 1971)
气溶胶的光学特征和光谱分布	Shettle 和 Fenn (1975)
根据米散射理论的散射相函数	Quenzel 和 Miller (1978)
云滴散射的函数近似	Potter (1970)

图3是在一组给定的角配置条件下的这种线性关系的一个例子。这样的线性关系对于直到 70° 的所有天顶角的情形都是成立的, 因此, (3) 式对 METEOSAT 视场大圆弧在 50° 以内的所有资料都适用。

计算是以物理单位为基础进行的 ($L_{v,r}$ 的单位为 $W m^{-2} Sr^{-1}$, $M_{v,r}$ 的单位为 $W m^{-2}$)。但是, METEOSAT 卫星测量的辐射率资料是以编码计数值形式表示的, 因此, 首先需要解决它们的定标问题。由于可见光通道在 $0.4-1.1 \mu m$ 光谱波段有相当宽且不相同的光谱响应, 定标参数不可能是常数, 它随反射辐射的光谱分布而变化。Kriebel (1981) 已给出了许多种反射体的定标参数。在本研究中应用这些参数把观测资料从编码计数值换算为光谱辐射率 $L_{v,r}$ 。

当再一次对一组地表反照率、云的光学厚度和太阳天顶角进行模式计算之后, 就能够从光谱辐射能量 $M_{v,r}$ 得出宽带反射辐射通量 M_v 。根据模式计算的结果, M_v 与 $M_{v,r}$ 之间的关系以表达成下面的形式为最宜:

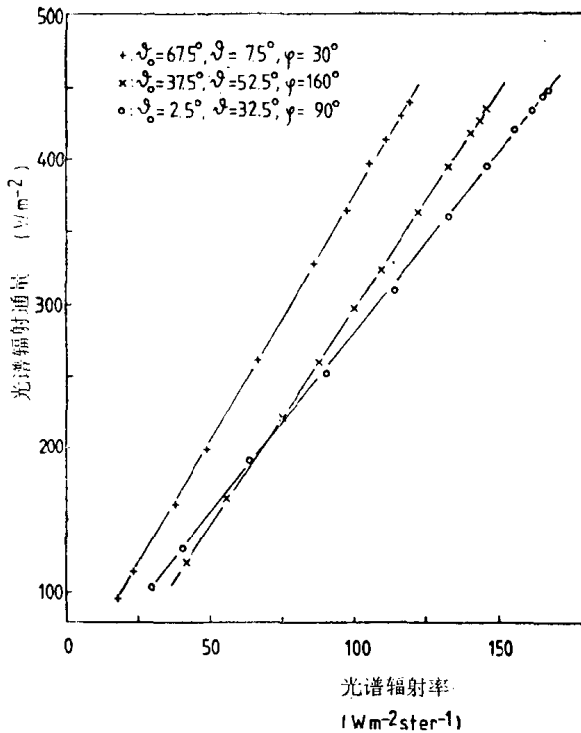


图3 光谱短波辐射通量 $M_{v,ir}$ 与光谱辐射率 $L_{v,ir}$ 之间的函数关系。图中点上的值是由模式对给定的角配置情况计算的，实线是拟合的回归曲线

的放射辐射产生极小的影响。模式中考虑了均匀混合气体 (CO_2 , CH_4 , N_2O)、臭氧、水汽和水汽聚合物的影响。

由于METEOSAT卫星有两个热红外通道，这两个通道的光谱辐射率 $L_{v,ir}$ 和 $L_{v,wv}$ 都应该换算成光谱辐射通量 $M_{v,ir}$ 和 $M_{v,wv}$ （下标WV和IR分别表示6和11 μm 通道的光谱响应）。由辐射仪定标得出的辐射率与编码计数值之间的换算公式如下所示（METEOSAT定标报告，1980）：

$$C = a + b \int L_v \phi_v dv \quad (5)$$

式中， C 为观测资料的编码计数值； L_v 为光谱辐射率 ($Wm^{-2}sr^{-1}$)； ϕ_v 为辐射仪的光谱响应函数； a ， b 为定标系数。

我们对125条大气廓线计算了它们的编码计数值及其相应的 M_v 值。这些大气廓线包含了各种不同的温度和湿度条件，以及多种云顶高度的大气状况。对每一种天顶角（由于长波辐射可以假定为不随方位角变化），编码计数值都能按照下面的关系式建立起同辐射通量的线性相关性，

$$M_{v,ir} = A_{ir}(\theta) + B_{ir}(\theta) \cdot C_{ir} \quad (6a)$$

$$M_{v,wv} = A_{wv}(\theta) + B_{wv}(\theta) \cdot C_{wv} \quad (6b)$$

式中 M_{ir} 为IR (10.2—13 μm)的光谱辐射通量， M_{wv} 为WV (5.7—7.5 μm)的光谱辐射通量， C_{ir} 为IR的编码计数值， C_{wv} 为WV的编码计数值， A_{ir} ， B_{ir} 为IR的回归系数， A_{wv} ， B_{wv} 为WV的回归系数， θ 为卫星天顶角。

图4(a)和4(b)分别给出了这两个通道的上述相关性的例子。由于从一种模式大气到另一

$$M_v(\theta_0) = C(\theta_0) + D(\theta_0) \cdot M_{v,r} \quad (4)$$

式中 C 、 D 是经验常数，它仅仅随太阳天顶角 θ_0 而变化，于是 M_v 的单位也是 Wm^{-2} 。

从模式的实用考虑（节省计算时间），在计算 M_v 时，光谱波段被限制在0.3—2.17 μm 范围内。由于大气对这个范围之外的辐射的强烈吸收（对波长小于0.3 μm 的波段，被臭氧强烈吸收；对波长大于2.17 μm 波段，被水汽吸收），所以这种限制还是合理的。

2. 射出长波辐射

对于地球热辐射 (4—100 μm)，模式计算是应用二流近似方法 (two-stream approximation) 进行的 (Schmetz和Raschke(1981)已对这一方法作过详细介绍)。虽然，二流近似方法计算的是进入上半球和下半球的“辐射通量”，而不是“辐射率”，但是，它能够通过调整大气的光学路径长度转换到辐射率模式中去。如果忽略散射过程，就能使描述进入两个半球的辐射通量的微分方程解耦。散射在云中出现，并且改变了在大气窗区波段 (8—12.8 μm) 中辐射通量的辐散廓线，但是，它只对大气顶