

利用 NOAA 卫星 HIRS 探测器监测 东亚地区辐射收支的研究*

张文建 董超华 黎光清

(中国气象局国家卫星气象中心, 北京, 100081)

赵柏林 朱元竞

(北京大学地球物理系, 北京, 100871)

摘 要

地球-大气系统的辐射收支是描述地球和宇宙空间能量交换的重要参量,也只有从卫星平台才能直接观测大气顶的地球-大气系统的辐射收支。目前,长期的地-气系统射出长波辐射序列资料是从美国 NOAA 极轨业务气象卫星的甚高分辨率扫描辐射计测量中计算的,精度不能满足气候监测的要求。本文根据美国 NOAA 卫星高分辨率红外大气探测器(High Resolution Infrared Sounder, 缩写为 HIRS)测量资料,研究了从中推算地球大气系统辐射收支的方法,并对计算出的1991年1月份东亚地区的地-气系统的辐射收支各参量、白天和夜间射出长波辐射差别分别进行了对比分析。结果表明,此方法计算的辐射收支分量,能揭示云和地球-大气系统的辐射分布特征及其分布细节,是进行区域气候研究的有效资料。

关键词: HIRS 探测器, 东亚地区, 辐射收支。

1 引 言

地球-大气系统的入射和出射能量是地球-大气系统的重要能量循环过程,极大地影响着地球上各种天气过程的发生、发展以及各种时间、空间尺度的气候变化。大气顶部入射的太阳辐射通量可由太阳常数和公式计算获得。出射能量包括大气顶的射出长波辐射(OLR)和地球-大气系统的行星反照率两个重要分量。射出长波辐射指的是地球-大气系统从大气顶部向外发射出的长波热辐射通量,它的能量主要包括在 $5\mu\text{m}$ 到 $50\mu\text{m}$ 范围内。行星反照率,指的是在大气顶部所有视角方向上所观测到的被地球大气系统反射出地-气系统的太阳辐射,与从大气顶部射入地-气系统中总的太阳辐射之比值。由于太阳辐射主要集中在短波部分,所以测量范围一般在 $0.2-5\mu\text{m}$ 波长范围内。由此两分量,加上计算出大气顶的入射太阳辐射,就可以得出大气顶部地球-大气系统的辐射收支。

1959年,探险者-7号卫星首次成功地进行了从空间测量地球辐射收支的试验。而后在

* 初稿时间: 1996年8月29日; 修改稿时间: 1996年10月9日。

资助课题: 国家自然科学基金资助项目49794030号。

一系列卫星上继续进行高精度的辐射收支测量试验。1984年美国国家宇航局^[1](NASA)设计并实施了著名的地球辐射收支试验(ERBE)。由于ERBE的观测用的是宽视场、宽波段平板辐射仪在整个太阳和地球辐射光谱进行的测量,也包括了辐射参量日变化的观测,是迄今为止精度最高的辐射收支观测资料。

从ERBE试验获得的资料毕竟是短期的,长期的地球辐射收支参量测量还必须依赖于业务气象卫星。可是业务气象卫星上大多没有专用的辐射收支测量仪器。人们经过对比观测和模拟计算,发现用于提供红外和可见光云图的窄光谱带辐射计观测资料和宽波段辐射收支观测资料有相当高的相关,可以由红外和可见光的窄带观测估算大气顶的辐射收支。且这种用于提供红外和可见光云图的窄光谱带辐射计观测资料,在可以预见的未来仍可连续的得到。美国国家大气海洋局(NOAA)下属的美国国家环境卫星资料和信息局(NESDIS),用NOAA初期的扫描辐射计资料和TIROS-N/NOAA卫星上的甚高分辨率辐射计AVHRR资料,根据从窄波段到宽波段的辐射转换模式,计算出了自1974年以来的OLR资料序列,目前已有20多年的资料序列,可广泛用于气候研究,如Ohring和Gruber等^[2]用卫星观测的大气顶的辐射收支进行世界区域气候研究;蒋尚诚等^[3,4]用OLR进行过长江流域的旱涝特征研究和中国的区域气候研究等等。

在ERBE试验并获取了精确可靠的ERBE辐射收支资料之后,用ERBE测值作为基准,对从AVHRR窄波段红外窗区测值经过经验公式转换的OLR值进行过精度检验。发现其平均均方根误差在 $5\text{W}/\text{m}^2$ 左右,而在热带区域(30S—30N)和高纬度地区(60S以南,70N以北)大部分地区误差都在 $7\text{W}/\text{m}^2$ 以上,这种精度不能满足气候研究的要求,必须找出误差的原因,改进目前辐射收支参量的算法。

在NOAA系列极轨气象卫星上,携带有用于大气垂直探测的高分辨红外探测器(High Resolution Infrared Sounder, 2型,缩写为HIRS/2,以下简称为HIRS),由19个位于 $4.3\text{--}15.8\mu\text{m}$ 的红外通道和一个可见光通道组成,仪器特点是通道较多,空间水平分辨率适中(星下点分辨率为 17.4km)和光谱分布较宽。虽然HIRS的设计目的是用来探测三维大气热力结构和湿度结构的,由于本仪器系统稳定可靠、定标精确、分辨率适中,特别是目前已经有了长达18a的连续资料,所以受到了许多气候研究者的重视,更重要的是HIRS能够弥补AVHRR在计算OLR精度方面的不足^[5]。除此之外,从HIRS资料计算辐射收支参量还有资料处理量少等优点。

2 从NOAA/HIRS计算辐射收支参量基本原理

2.1 从HIRS红外通道测值计算大气顶射出长波辐射基本原理

为进行某一特定目的观测的业务气象卫星仪器都是窄波段的。如卫星上的大气红外探测某一波段测量的地-气卫星通道红外辐射强度为:

$$I_{\Delta\nu}(\nu, \mu) = B(\nu, T_s) \tau(\nu, P_s) - \int_{p_s}^0 B(\nu, T(p)) \frac{\partial \tau}{\partial p} dp \quad (1)$$

式(1)中为通道的中心波数为通道的等效宽度, $\mu = \cos(\theta)$, θ 为天底角。 $B(\nu, T)$ 为以波数和温度为函数的Planck函数。 τ 为大气透射率, p 为气压,其中 T_s 和 P_s 分别为下垫面的温

度和气压。大气顶的射出长波辐射通量 F_{OLR} 为地球大气系统在整个红外频段的红外辐射通量:

$$F_{\text{OLR}} = 2\pi \int_0^1 \int_0^1 I(\nu, \mu) \mu d\mu d\nu \quad (2)$$

将式(1)代入式(2), 则有

$$F_{\text{OLR}} = \int_0^1 \pi B(\nu, T_s) \tau(\nu, P_s) d\nu - \int_0^1 \int_{p_s}^0 \pi B(\nu, p) \frac{\partial \tau}{\partial p} dp d\nu \quad (3)$$

式中第1项代表来自红外大气吸收窗区的辐射, 即主要来自下垫面(地面或云顶)的辐射; 第2项代表红外大气吸收带的辐射, 主要是对流层大气的辐射。

从式(3)可以分析用 AVHRR 的窗区通道计算 OLR 误差的原因。其关键问题是: AVHRR 红外窗区通道的目的主要是获取云及下垫面的信息, 通道选择时有意避开了重要的气体吸收带, 故 AVHRR 红外窗区通道对下垫面辐射变化敏感, 但对吸收气体(如重要的 $15\mu\text{m}$ CO_2 吸收带, 水汽吸收带和臭氧吸收带等)的辐射信息很不敏感, 不能反映出气体吸收带辐射变化的情况。而 OLR 的定义和 ERBE 仪器测量的是整个红外长波谱区, 包括着吸收带的辐射信息。从雨云4号卫星观测到的地球大气系统的发射光谱, 可以看出不同地区的地球大气系统的发射光谱有很大的不同。其窗区的亮度温度基本代表了下垫面的温度, 而大气吸收带中心的亮度温度代表着对流层中上层大气的温度。就卫星观测的地面(窗区)与大气吸收带的亮度温度差来看, 撒哈拉沙漠大约为 100K , 地中海为 60K , 而南极地区为 -20K 左右, 即表示在南极对流层中上层大气的温度却高于地面, 且由于大气吸收气体成分的不同(如水汽含量的不同)使不同地区的地球大气系统的发射光谱形态也相差很大。这是全光谱观测的结果, 而只有窗区通道的 AVHRR 仪器仅能反映式(3)中的第1项的分布和变化, 而无法反映第2项, 即大气辐射的分布和变化, 这就是从 AVHRR 计算的 OLR 资料误差的主要原因。其中随时间变化较大的水汽的影响可能起主要作用。

从 HIRS 仪器计算的射出长波辐射精度较高的原因在于 HIRS 仪器的通道是均匀地散落在一个较宽的长波红外光谱区中。它不仅有能敏感反映下垫面辐射的窗区通道信息, 而且有能反映重要吸收带辐射信息的通道。HIRS 的多通道组合信息能较好地代表大气顶的整个长波谱区的射出长波辐射, 计算的 OLR 有较高的精度。根据 R. G. Ellingson 的模拟研究结果证明, 从单一 AVHRR 通道计算的 OLR 的均方根误差为 $7\text{W}/\text{m}^2$, 而由单个 HIRS 通道7(波长范围为 $13.1-13.6\mu\text{m}$)测值计算的 OLR 的均方根误差为 $5.5\text{W}/\text{m}^2$, 其精度就高于从 AVHRR 计算的 OLR 精度。加入 HIRS 第2个波长位于 $7.9-8.5\mu\text{m}$ 的低层水汽探测通道(HIRS 通道10)和第3个位于 $6.6-6.9\mu\text{m}$ 的中层大气水汽探测通道(HIRS 通道12)后, 计算的 OLR 精度迅速提高, 模拟计算的 OLR 的均方根误差只有 $1.3\text{W}/\text{m}^2$ 左右^[6,7]。这也再次证实了上述分析的正确性, 即水汽辐射的非确定性是影响从 AVHRR 计算的 OLR 精度的主要原因。

2.2 从 NOAA/HIRS 可见光通道计算反照率的基本原理

行星反照率是反映地-气系统辐射收支的另一个主要分量。HIRS 仪器的第20通道是用于云检测的可见光通道, 其通道光谱响应较宽, 所表示的反照率具有可比拟的代表性。

文中所计算的 OLR 也来自同一仪器的测值。考虑到用同一组仪器得到的辐射收支产品, 具有时空匹配一致性好的优点, 故本研究采用这个通道的测值估算反照率。

按定义, 地球大气系统的行星反照率是指大气层顶处地球大气系统对入射太阳辐射的半球全光谱反射率。令 I_v 为沿 (α, θ_s) 方向的反射太阳辐射强度, 则反射的太阳辐射通量密度为:

$$F(\mu_0) = \int_0^{2\pi} \int_0^{\pi} I_v \mu d\mu d\alpha \quad (4)$$

其中 α 为相对方位角, 从入射阳光在水平面上的投影线算起, 顺时针方向为正。 $\mu_0 = \cos\theta_0$, $\mu = \cos\theta_s$, θ_0, θ_s 分别表示太阳和卫星的天顶角。由于入射到大气顶处水平面积上的太阳总通量密度为 $\mu_0 S_0$, S_0 为太阳常数, 按地球大气系统的行星反照率的定义, 则反照率为:

$$A^p = \frac{F(\mu_0)}{\mu_0 S_0} \quad (5)$$

在地球-大气系统各向同性地反射太阳辐射的假定下, 从卫星上某可见光波段接收到的反射辐射率 $R_{\Delta\theta_s}$ 可由下列公式将其转化为通道反照率

$$A_{\Delta\nu}^p = \frac{R_{\Delta\nu}(\theta_s) \pi}{Y \overline{F_{\Delta\nu}} \cos\theta_s} \quad (6)$$

式中 $A_{\Delta\nu}^p$ 表示通道反照率, $Y = (\frac{d_0}{d})^2$, d_0, d 分别为日地平均距离和实际距离, $\overline{F_{\Delta\nu}}$ 表示经过探测仪光谱段 $\Delta\nu$ 内的光谱响应函数加权平均的此波段的太阳辐照度。

$$\overline{F_{\Delta\nu}} = \frac{\int_{\nu_1}^{\nu_2} F_{\nu} \mathcal{Q}(\nu) d\nu}{\int_{\nu_1}^{\nu_2} \mathcal{Q}(\nu) d\nu} = \frac{\sum_{i=1}^n F_{\nu_i} \mathcal{Q}(\nu_i) \Delta\nu_i}{\sum_{i=1}^n \mathcal{Q}(\nu_i) \Delta\nu_i} \quad (7)$$

式中 $\mathcal{Q}(\nu)$ 为该通道的光谱响应函数, ν_1, ν_2 为响应函数的波长上、下限, F_{ν} 则是太阳的分谱辐射率, 这些参数可从 NOAA 的相应技术报告中查到^[8]。由于 HIRS 仪器是横跨轨迹扫描, 各扫描点上的太阳天顶角均不同, 必须利用各扫描点定位资料, 即经度、纬度和时间, 根据球面三角公式计算得到各点的太阳天顶角。

3 从 NOAA/HIRS 计算辐射收支参量的数据处理方法

3.1 从 HIRS 红外和可见光测值计算射出长波辐射和反照率的方法

中国目前已经能独立地接收覆盖东亚和东南亚大部分地区的极轨气象卫星的高分辨率图象传输资料(HRPT), 其中包含高分辨率图象资料和垂直探测资料。本研究中从 HIRS 数据计算 OLR 的和反照率方法步骤如下:

- (1) 从 HRPT 数据格式中提取垂直探测资料。
- (2) 从垂直探测资料中分离出 HIRS 原始数据。
- (3) 对 HIRS 数据进行定标、定位、生成 HIRS-1B 数据集。

- (4) 对 HIRS-1B 数据集中的红外通道数据进行预处理, 如临边变暗订正等。
 (5) 对预处理后的辐射率值, 用下式得出 OLR 通量。

$$F_{\text{OLR}} = A_0 + \sum_{i=1}^n A_i I_i \quad (8)$$

式中 F_{OLR} 即为射出长波辐射通量(单位: W/m^2), I_i 为通道 i 的辐射率值, A_0, A_i 分别为回归常数项和回归系数, 这是用 1600 个有代表性的大气温度、湿度无线电探测廓线作为输入, 用改进的大气辐射模式计算出的射出长波辐射值与 HIRS 通道测值进行逐步回归获得的。

- (6) 用白天和夜晚的 OLR 值进行平均, 作为一日平均的 OLR 值

$$\bar{F}_{\text{OLR}} = (\bar{F}_{\text{OLR}}^D + \bar{F}_{\text{OLR}}^N) / 2 \quad (9)$$

式中 F_{OLR}^D 和 F_{OLR}^N 分别为白天和夜晚的 OLR 值。

- (7) 从 HIRS-1B 数据集中提取可见光通道资料, 根据计算的太阳高度角和太阳时角对测值进行订正。

(8) 由计算的可见光通道段的积分太阳光谱辐照度和订正后的可见光通道辐射计测值, 经计算得到通道反照率值。由于此通道位于太阳反射光谱较强的较宽谱段上, 作为一级近似, 可把它作为宽带反照率到好的估计值。加上 NOAA 卫星为非回归轨道, 即对地面上的某一点上来看, 卫星每天的天顶角都是不同的, 对旬统计平均而言, 可部分消除各项异性反射的误差。

3.2 净辐射收支的计算

由上述步骤获取反照率和射出长波辐射之后, 从下式可计算出净辐射收支

$$\bar{N} = (1 - \bar{A}^p) \bar{Q} - F_{\text{OLR}} \quad (10)$$

大气顶部入射太阳辐射通量 Q 可由太阳常数及时间和地理位置计算得出。

3.3 区域数据集的建立

将逐日的 HIRS 亮温和计算的 OLR 资料按其地理位置、时间(白天, 夜间) 归入所建立的范围为 $15^{\circ}\text{--}50^{\circ}\text{N}$, $80^{\circ}\text{--}150^{\circ}\text{E}$, 分辨率为 $1^{\circ} \times 1^{\circ}$ (经度 \times 纬度) 的区域气象卫星垂直探测系统资料集。在此资料集的基础上计算用于气候研究的辐射平衡参量。既可计算旬平均和月平均值, 亦可分别计算白天和夜间的射出长波辐射, 以比较其差别。

4 结果分析和讨论

4.1 结果分析

图 1a 和 1b 是根据上述原理和方法计算的 1991 年 1 月月平均 OLR 和反照率图。从图中可以看出月平均 OLR 和反照率的月平均等值线基本呈纬向分布。南方 OLR 值高, 北方 OLR 值低, 反映了冬季地气系统温度南方高, 北方低的分布趋势。其中 OLR 和反照率等值线的闭合区域对应着晴空区、多云区和降水系统的分布。如在大陆上的位于 $38^{\circ}\text{--}43^{\circ}\text{N}$, $95^{\circ}\text{--}100^{\circ}\text{E}$ 的高 OLR 中心, 对应着此区域的平均晴空少云状态。从云平均反照率图上可以看到与此高 OLR 区域对应极好的低反照率中心, 证实了此区域的晴空少云情况。另

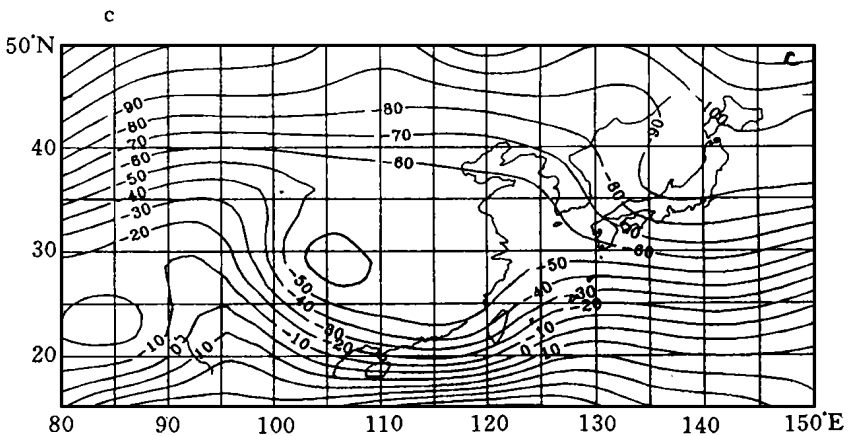
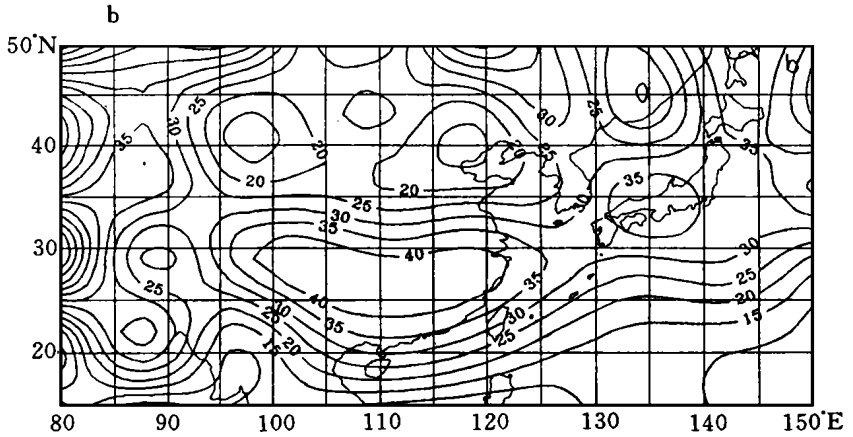
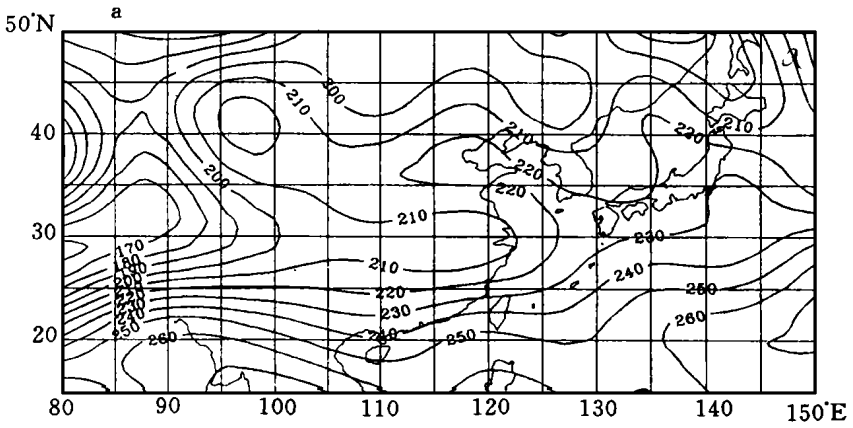


图1 东亚地区1991年1月月平均 OLR、反照率和辐射收支分布(W/m^2)

(a. OLR; b. 反照率(%); c. 辐射收支)

一个 OLR 高值中心在华北平原北部, 即北京、河北地区, 在月平均反照率图上也可以看到对应很好的低反照率中心。一个长的 OLR 低舌, 以 30°N 为轴从四川盆地一直延伸到长江入海口, 指示着1991年1月从四川、湖南、湖北到江淮流域的多云多雨气候。从月平均反照率图上, 可以清晰的看出平均反照率大于40%的多云雨带的形状。从1991年1月日本卫星气象中心的气象卫星月报^[9]上, 查阅了逐日的 GMS 可见光和红外云图, 证实了此区域的高频次的云覆盖状况。再查阅1991年1月逐日每天4个时次的东亚地面天气图, 以 $20^{\circ}\text{--}35^{\circ}\text{N}$, $100^{\circ}\text{--}120^{\circ}\text{E}$ 为区域, 得到的区域平均的云和降水覆盖的统计结果为, 全月124个时次中, 区域降水覆盖达6成以上占80个时次, 区域平均降水频率达65%。这表明月平均 OLR 和反照率对平均降水的指示意义。与此轴平行延伸到东经80度的 OLR 低值区中心从其对应着冬季青藏高原由永久性积雪、冰川、冻土所组成的寒冷下垫面在较低温度下所发射的较小的长波辐射。从 $20^{\circ}\text{--}30^{\circ}\text{N}$, $80^{\circ}\text{--}95^{\circ}\text{E}$ 一带的密集 OLR 等值线, 显示出从 30°N 平均海拔6000多米的高原南侧高峰地带低温表面, 迅速变化到 20°N 左右孟加拉湾一带温暖下垫面所产生的 OLR 强梯度。

图1c是1991年1月月平均净辐射分布图。由于冬季太阳高度角较低, 大气顶入射太阳辐射是一年中最小的, 所以除 20°N 以南净辐射为零或较小的正值外, 绝大部分地区都为负值。且由于日照随纬度的增加而迅速减小, 使得净辐射分布从南到北有较大的梯度, 基本图形呈纬向分布。净辐射的低值中心这正对应着四川盆地地区。南海一带的净辐射分布从南到北的较大梯度, 是由于冬季在此纬度带太阳辐射随纬度的迅速减小和 $25^{\circ}\text{--}35^{\circ}\text{N}$ 之间的云带共同影响所造成的。

4.2 问题分析和讨论

4.2.1 OLR 的精度及日较差问题

目前世界公认的辐射收支测量精度最高的是 ERBE 试验资料, 可作为精度比较基准。Ellingson^[7]等人分别用 ERBE 资料和 HIRS/2 资料推算出了全球18个区域 OLR 值, 并将这两种 OLR 资料进行了偏差统计分析, 其结果是: 在白天, 平均偏差为 $2.6\text{W}/\text{m}^2$, 均方根偏差为 $5.3\text{W}/\text{m}^2$; 夜间, 平均偏差为 $-0.2\text{W}/\text{m}^2$, 均方根偏差为 $3.9\text{W}/\text{m}^2$ 。由于 HIRS/2 仪器有精确的卫星在轨定标系统, 可以认为这是目前窄带观测的最好精度。

为了检验东亚区域海洋和陆上 OLR 日较差的情况, 这里用 NOAA-11 气象卫星资料分别计算了1991年1月白天和夜晚月平均 OLR 分布图(图2a, b)。NOAA-11 是下午轨道, 白天过赤道时间为14点左右, 而夜间过赤道时间约为凌晨两点。可以看到在白天 OLR 图上 40°N 一线有两个高 OLR 中心。而到了夜晚, 两个中心的位置都偏西, 且 OLR 值降低明显。而在 125°E 以东的洋面上, 白天 OLR 分布和夜间差别不大, 从白天和夜晚 OLR 差值图上(图2c)可以更清楚的看到, 洋面上白天和夜晚 OLR 的很小的差别, 而陆上的昼夜 OLR 差在低纬度小, 在 40°N 为两个白天和夜晚 OLR 大的差值中心, 指示出这是两个晴空少云区域。在白天, 下垫面被太阳迅速加热, OLR 值较高; 到夜晚, 由于晴空少云或无云, 又很快辐射冷却(OLR 值较小), 形成了白天和夜晚 OLR 差值较大的特征。对海洋下垫面而言, 由于海洋的巨大热容能力, 白天和夜晚海洋表面温度的差值较小, 故海洋上空白天和夜晚 OLR 差值相对较小。这意味着, 在海洋上空卫星观测取样的时间和频数不会造成估算平均 OLR 的大的误差, 而在陆地上, 取样的时间和频数对估算平均 OLR 值

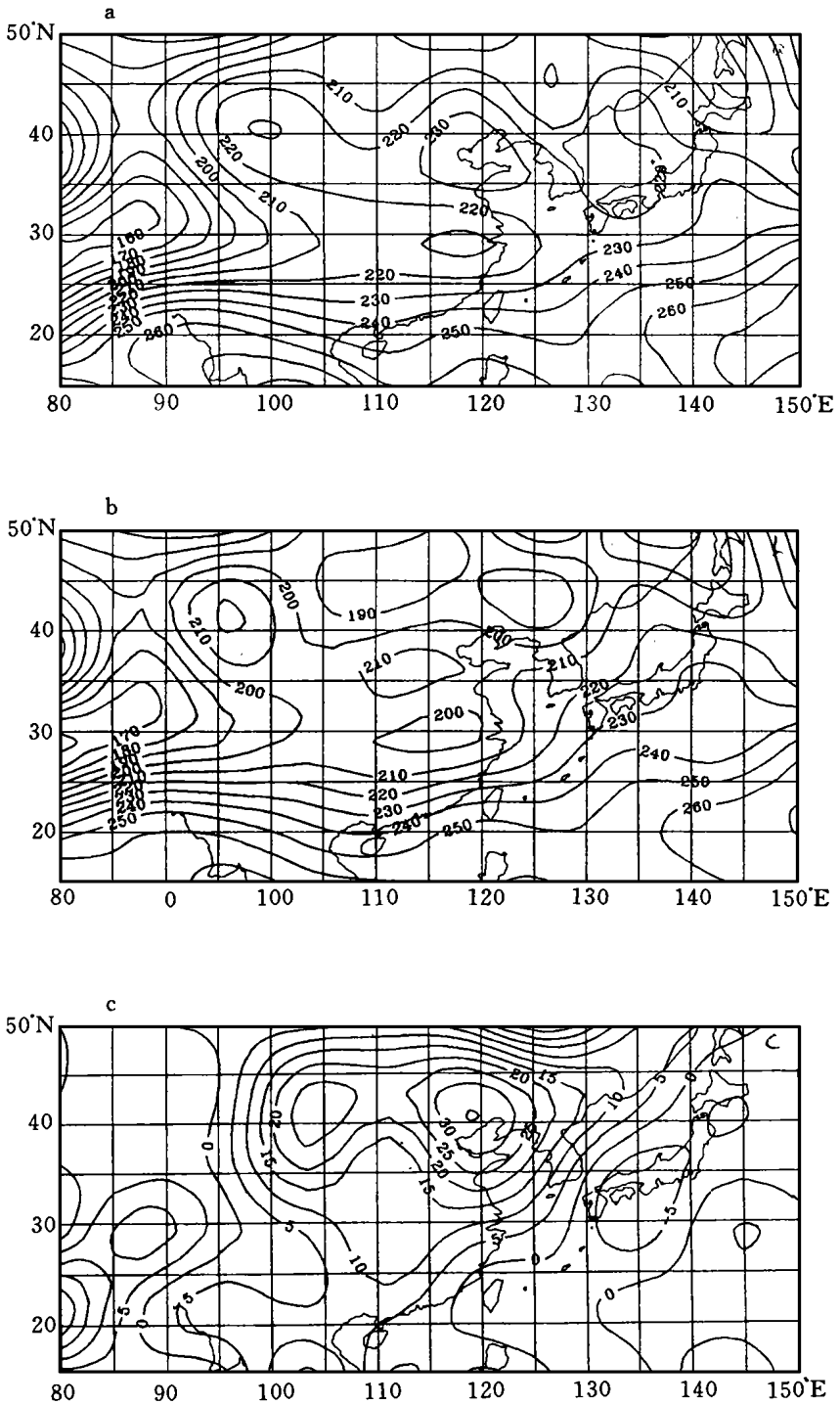


图2 东亚地区1991年1月OLR分量和昼-夜OLR差额分布(W/m²)

(a. 白天; b. 夜间; c. 昼-夜OLR差额)

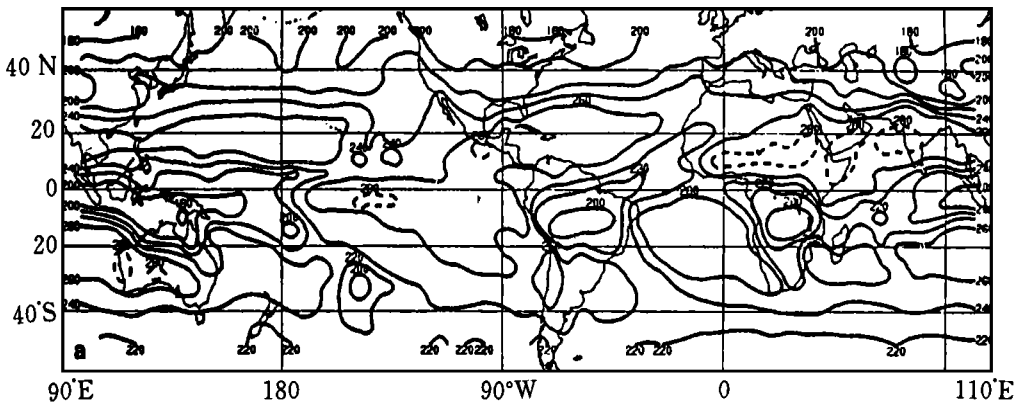


图3 美国气候分析中心(CAC)公布的全球1991年1月月平均 OLR 分布图(W/m^2)

很重要,若取样时间不合适或取样频数太少,则可能会造成估算日平均OLR的较大的系统偏差。且由于中纬度陆地表面温度日较差大,对取样时间和频次更要认真考虑。

图3是取自美国气候分析中心(CAC)每月气候诊断公报发布的1991年1月的全球的OLR月平均分布图^{*}。把它和图2a仔细比较,可以看出从HIRS/2得出的月平均OLR与CAC的结果非常接近,分布形式也相当一致。如 $220W/m^2$ 等值线在渤海湾处的曲折, $200W/m^2$ 等值线在 $45^{\circ}N$ 的走向和绕过青藏高原的情况, $240W/m^2$ 等值线从东边海上穿过台湾岛的走向等。但CAC的分析结果分辨率太低,每 $2.5^{\circ} \times 2.5^{\circ}$ (经度 \times 纬度)取一个资料点,每隔 $20W/m^2$ 取一条等值线。这对全球尺度的气候监测可能是满足的,但对东亚区域而言,则不能分析出较详细的OLR分布,而HIRS/2导出的区域OLR分布,可以分析出本月的青藏高原的低OLR中心以及位于 $40^{\circ}N$, $95^{\circ}-100^{\circ}E$ 的高OLR中心,山东、河北地区上空的高OLR区域等。而从CAC的分析上是无法看到这些高分辨率特征的。

4.2.2 计算的窄带反照率精度问题

与射出长波辐射的计算和测量相比,反照率测量和计算难度要大的多。总的来说,目前各国从气象卫星上得到的反照率产品的精度还不甚理想,作者认为至少以下问题还需进一步解决。

(a)时间取样问题:对任一地区,白天不同时刻的反照率是不同的,即有反照率的日变化。对不同地区,其日变化形式和振幅也不尽相同。如全天无云的平静海面,由于空气分子和气溶胶粒子强烈的前向散射特性,使得海面上的反照率日变化形式为下午反照率最小,而清晨和黄昏反照率最大。又如易产生局地积云的海面和陆上地区,一般是中午过后对流增强,生成对流云,反照率变大,其反照率日变化形式与晴天时大不一样。双星系统的极轨气象卫星白天的两次固定时间取样,如何能很好地代表一日内平均的反照率。这个问题期望能借助于静止气象卫星的高频次取样,得出有统计意义的不同区域、不同季节的反照率

* 气候监测公报,国家气象中心资料室,1991。

日变化模式,再根据极轨气象卫星的取样的局地时间进行订正,但静止气象卫星的有效覆盖范围是以卫星星下点(在赤道的某一经度上)为中心的55度的圆,高纬度地区还要靠极轨气象卫星的重复覆盖来解决这个问题。这需要大量的资料分析和模式开发工作。

(b) 窄带反射率到宽带反照率的转换问题:尽管做了许多工作,但仍然存在精度不够的问题。美国 NOAA/NESDIS 曾对1985年4月的 ERBE 和 AVHRR 导出的白天平均反照率资料进行对比分析,发现热带地区精度较好,而在50°N 以北,30°S 以南大片区域偏差大于4%。原因之一可能是短波反射的有效波长范围在0.2–3.5 μm 之间,而业务探测器,如 AVHRR 在0.2–0.5 μm 和1.1–3.5 μm 之间没有测值。仅两个通道的测值,其代表性还是不足够的。对从 HIRS/2 可见光通道计算的值也存在同样的问题。

(c) 短波反射能量的角度依赖性问题:卫星测量的短波反射能量随取样时的太阳高度角变化较大。过去通常的处理是在下垫面向同性反射的假设下,把不同太阳高度角下的反射率订正到相当于太阳处于天顶时的反射率。而实际上许多类型的下垫面是不满足各向同性反射条件的,即反射能量是有角度依赖性的。Taylor 和 Stowe 应用雨云-7号辐射收支资料,开发了对应于8种均匀下垫面类型(即陆地、雪、水、冰、低层水云、中层水云、高层水云、高层冰云)的反射能量随角度变化的模式。这对提高反照率精度是有益的。从下垫面类型来说,雪是最接近各向同性反射的。而对其它下垫面来说,其角度依赖性既与下垫面类型有关,也与太阳、观测目标和探测器三者之间的相对几何位置有关,关系很复杂,只能靠实测模型来解决。

(d) 仪器定标稳定性问题:反照率产品目前是在 AVHRR 通道1,2测值的基础上获得的,但这两个通道只在卫星发射之前作了地面定标,卫星上天后,目前的技术还不能进行星上定标修正。随着时间的推移,辐射仪的灵敏度是降低的,这就造成了反照率随时间的虚假变化。应建立外定标靶场,如下垫面特性稳定的沙漠等,监测定标的稳定性,并对资料时间序列进行订正。根据美国对 AVHRR 仪器测量值计算的反射率精度分析,经外定标校正后的 AVHRR 可见光通道的辐射误差约为5%,再加上各向异性假设的误差,总的绝对误差大约在10%左右,但由于仪器的相对稳定性,相对误差还是较小的,故具有相对比较意义。

经上述分析说明,从 HIRS 计算的辐射收支各分量不但在大的分布形式上满足精度要求,而且还能定量地、高分辨地反映出区域气候系统辐射收支状况。若加上云辐射强迫分量相配合进行综合分析,可以揭示较详细的辐射收支分布和云辐射强迫参量分布的细节,是用于区域气候监测和分析研究的较好资料。

参考文献

- [1] Jacobowitz H, Soule H V, Kyle H L, House F B and the Nimbus-7 Experiment Team. The earth radiation budget (ERB) experiments— an overview. *J Geophys Res*, 1984, 89: 5021– 5038.
- [2] Ohring G, Gruber A. Satellite radiation Observations and climate theory. *Adv Geophys*, 1983, 25: 237– 304.
- [3] 蒋尚城,温斯顿. 长江流域旱涝的 OLR 特征. *气象学报*, 1989, 47(4): 478– 483.
- [4] 蒋尚城,朱亚芬,朱元亮. 卫星观测的中国区域气候. *气象学报*, 1991, 49(4): 512– 517.
- [5] Rao P K 等著,许健民等译. 气象卫星—系统、资料及其在环境中的应用. 北京:气象出版社,1994. 388—402.
- [6] Ellingson R G, et al. . A technique for estimating outgoing long wave radiation from HIRS radiance observa-

tions. *J Atmos Oceanic Technol*, 1989, 6: 706– 711.

- [7] Ellingson R G, Le H T, Yanuk D, Validation of a technique for estimating outgoing longwave radiation from HIRS radiance observations, *J Atmos Oceanic Technol*, 1994, 11: 357– 365.
- [8] NOAA–Technical Report. NESS–107, 1981, U. S. A.
- [9] Monthly Report of Meteorological Satellite Center. 1991, Tokyo, Japan.

MONITORING RADIATION BUDGET OVER EAST ASIA USING HIRS/ 2 MEASURE- MENTS OF NOAA SATELLITE

Zhang Wenjian Dong Chaohua Li Guangqing

(National Satellite Meteorological Center, China Meteorological administration, Beijing, 100081)

Zhao Bolin Zhu Yuanjing

(Department of Geophysics, Peking University, Beijing, 100871)

Abstract

Radiation budget of the earth-atmosphere system is one of the key parameters which describes the energy exchange between the earth system and the universe. At present, the long-term series of Outgoing Longwave Radiation (OLR) data are deduced from Advanced Very High Resolution Radiometer (AVHRR) onboard NOAA satellites with RMS errors of about 7 Watts per squares meter which can not meet the accuracy requirement of the most climate research. This paper describes a methodology of deducing high resolution radiation budget from High Resolution Infrared Radiometer (HIRS) onboard NOAA satellites. The monthly averaged radiation budget data of January, 1991 over East Asia region were calculated and analyzed. It is demonstrated that the radiation budget deduced from HIRS measurement reached reasonable accuracy and the radiation distribution characteristics over East Asia can be revealed with high resolution.

Key words: HIRS instrument, East Asia region, Radiation budget.