吴晓, 闵敏, 董立新. 2018. 从 Himawari08 卫星估算晴空地表长波辐射及其日变化特征初探 [J]. 气候与环境研究, 23 (1): 37−46. Wu Xiao, Min Min, Dong Lixin. 2018. Estimation and diurnal variation analysis of clear-sky surface longwave radiation fluxes from Himawari08 satellite [J]. Climatic and Environmental Research (in Chinese), 23 (1): 37−46, doi:10.3878/j.issn.1006-9585.2017.16152.

从 Himawari08 卫星估算晴空地表长波辐射及其日变化特征初探

吴晓[1, 2]　闵敏[1, 2]　董立新[1, 2]

1 中国气象局中国遥感卫星辐射测量和定标重点开放实验室，北京 100081
2 国家卫星气象中心，北京 100081

摘　要　通过 446183 条全球晴空大气廓线的红外辐射传输模拟和统计回归，建立了由 Himawari08 成像仪通道遥测数据估算晴空地表上行、下行长波辐射通量的反演模式，模式应用于成像仪观测资料，处理出晴空地表上行、下行长波辐射通量实时产品，2016 年 2～6 月的产品精度验证试验结果为：与相同时刻的 AQUA 卫星 CERES 仪器同类产品相比，地表上行通量均方根误差 R_e=7.9 W/m^2，相关系数 R=0.9399，地表下行通量 R_e=14.5 W/m^2，R=0.9586；与由中国地面气象站地面气温和相对湿度观测经 Brunt、Brutsaert 经验公式计算的实时地表下行长波辐射通量相比，R_e=15.34 W/m^2，R=0.8786；与用陆表温度计算的地表上行长波辐射通量相比，R_e=12.6 W/m^2，R=0.9977。研究了 2016 年 2、6 月的晴空地表长波辐射产品，发现陆地晴空上、下行通量有着与太阳加热地表增温相应的明显日变化特征，峰值出现在 12:00（当地时间，下同）至 14:00，低谷出现在 04:00 至 07:00，下行通量与上行通量几乎同步变化或约有延时，陆地上 2 个通量归一化的日变化指数类似一个半正弦曲线，而海面长波辐射通量则没有明显的日变化规律。

关键词　地表上行长波辐射　地表下行长波辐射　辐射传输模拟　日变化
文章编号　1006-9585（2018）01-0037-10　　**中图分类号**　P405　　**文献标识码**　A
doi:10.3878/j.issn.1006-9585.2017.16152

Estimation and Diurnal Variation Analysis of Clear-Sky Surface Longwave Radiation Fluxes from Himawari08 Satellite

WU Xiao[1, 2], MIN Min[1, 2], and DONG Lixin[1, 2]

1 *Key Laboratory of Radiometric Calibration and Validation for Environmental Satellites*, *China Meteorological Administration*, *Beijing* 100081
2 *National Satellite Meteorological Center*, *Beijing* 100081

Abstract　Based on infrared radiative transfer simulation of 446183 global atmospheric profiles and statistical regression analysis, two retrieval models relating the clear-sky surface downward and upwelling longwave radiation fluxes with the channel observations of Himawari08 satellite are established. By applying the models to the observation data of Himawari08, the two flux products from February 2016 have been processed. Several experiments are conducted to validate the processed products, and results show that the RMSE (Root Mean Squared Error) is 7.9 W/m^2 and the correlation coefficient R is 0.9399 when comparing the surface upwelling longwave flux product with that of AQUA/CERES; the RMSE is 14.5 W/m^2 and R is 0.9586 when comparing the surface downward longwave flux product

收稿日期　2016-08-08；**网络预出版日期**　2017-03-07
作者简介　吴晓，女，1964 年出生，高级工程师，主要从事气象卫星遥感反演研究。E-mail: wuxiao@cma.gov.cn
资助项目　国家卫星气象中心风云四号静止气象卫星地面应用系统工程—产品算法开发项目
Funded by　Ground Application System Engineering Project of Fengyun4 Geostationary Meteorological Satellite—Satellite Products Development Sub-project

with that of AQUA/CERES; the RMSE is 15.34 W/m^2 when the satellite estimated downward fluxes are compared with the empirically calculated fluxes by Brunt equation and ground air temperature and humidity observations collected at 2260 Chinese ground meteorological stations; the RMSE is 12.6 W/m^2 when comparing the upwelling flux product with the flux derived from land surface temperature product of Himawari08. Two months' products in February 2016 and June 2016 are selected to study the diurnal variation of the two fluxes. The results indicate that the diurnal cycles of the two fluxes are highly associated with the solar heating surface over land with the maxima appearing from 1200 LST to 1400 LST and the minima at around 0400 LST to 0700 LST in winter and summer. The diurnal variation of downward flux is either in the same phase with that of upward flux over most land, or one hour later in some locations. The variation patterns of both flux cycles can be approximated with a half-sine curve and two lines. But over ocean there are no distinct diurnal variation characters.

Keywords Surface upward longwave radiation, Surface downward longwave radiation, Radiative transfer simulation, Diurnal variation

1 前言

海—气相互作用实现了海洋与大气间水分和热量的交换，而这种交换的能量来源是海洋表面的净辐射；陆地上，太阳辐射、表面长波辐射驱动了陆地表面的生物、物理和化学过程，陆表净辐射是陆面过程的唯一能量来源。海—气、陆—气相互作用在各种时空尺度上对天气、气候的形成产生了重要影响，因此地表净辐射的各个要素：地表入射短波辐射通量（Downward shortwave Radiation at surface，DSR）、反射短波辐射通量（Reflected Shortwave Radiation at surface，RSR）、地表上行长波辐射通量（Upwelling Longwave Radiation at surface，ULR）、地表下行长波辐射通量（Downward Longwave Radiation at Surface，DLR）多年来一直是大气环流模式、区域气候模式的主要输入参量，也是气象卫星遥感产品开发的对象，气象卫星产品能为预报模式提供实时的、更为真实的输入量，进而增进天气、气候模式的可靠性。

关于地表长波辐射的研究起始于 20 世纪 30 年代，一批科学家如 Brunt（1932）、Idso and Jackson（1969）、Brutsaert（1975）、Jin et al.（2005）等通过理论计算和观测资料的统计分析得到由地面气温和相对湿度计算地表下行长波辐射通量的各种经验函数，到 20 世纪 80 年代国际上开始利用气象卫星遥测资料反演 DLR， Darnell et al.（1983）、Frouin et al.（1988）等采用 NOAA（National Oceanic and Atmospheric Adminsrtation）卫星 TOVS（TIROS Operational Vertical Sounder）仪器的垂直温湿廓线产品和辐射传输模式计算 DLR，Gupta（1989）、Gupta et al.（1992）等发展了用气象卫星探测到的低层大气温度和水汽含量估算 DLR 的理论模型，21 世纪 Lee and Ellingso（2002）建立了 NOAA/HIRS 通道数据与 DLR 的统计回归模型，Tang and Li（2008）、Wang W H and Liang（2009）通过辐射传输模拟得到从 MODIS（MODerate-resolution Imaging Spectroradiometer）多通道辐亮度计算 DLR 的线性及非线性回归模式，同时由卫星遥感反演的地面长波辐射产品也相继出现，如 GEWEX（Global Energy and Water Cycle Experiment）、CERES（Clouds and the Earth's Radiation Energy System）、EUMETSAT CM-SAF（European Meteorological Satellite Application Facility on Climate Monitoring）、ISCCP-FD（International Satellite Cloud Climatology Project-Flux Dataset），AQUA、TERRA 卫星 CERES 仪器的 DLR 产品采用了与 Gupta et al.（1997）近似的反演方法，GOES-R（Geostationary Operational Environmental Satellite-R）及我国的 FY-4 卫星 DLR 产品反演方法则在 Gupta、Lee 模型基础上作了进一步发展（Lee，2010；吴晓，2014）。相比之下 ULR 的反演方法较为简单，一般是用地表温度和比辐射率计算，像 CERES 的 ULR 产品反演，而 Wang et al.（2009）等通过辐射传输和统计回归分析得到 MODIS 多通道辐亮度与 ULR 的线性回归模式，取得了较好的反演精度。

2014 年 10 月发射的日本静止气象卫星 Himawari08，定位于赤道（0.0°，140.0°E）上空 35800 km，星上成像仪开设有 3 个可见光、3 个近红外、10 个红外共 16 个探测通道，可见光通道图像分辨率达 0.5 km，近红外和红外分别为 1 km、2 km，每 10 min 完成一次半球范围的扫描，由于较高的时间、空间分辨率，Himawari08 成为日本新一代的静止气

象卫星，其观测资料对于天气预报、气候研究有着重要的应用价值。国家卫星气象中心从 2015 年 8 月开始接收日本气象厅下发的 Himawari08 观测数据，基于 FY-4 产品开发的研究基础，我们反演生成了包括地表长波辐射等一系列 Himawari08 产品，通过对 DLR、ULR 产品精度的验证试验，检验了反演模式的性能，为成功处理 FY-4 的地表长波辐射产品做了进一步准备，同时分析高时间分辨率的产品，得到 DLR、ULR 的一些特征。下面详细介绍利用 Himawari08 观测资料估算 ULR、DLR 产品的算法原理，生成产品和产品精度验证，以及对产品特征、主要是日变化特征的初步分析。

2 Himawari08 DLR、ULR 产品算法

2.1 算法建立

由 Himawari08 估算 DLR 的反演模式，借鉴了 GOES-R 方法，通过对全球 446183 条晴空大气廓线的红外辐射传输模拟、统计回归而建立，相似的 FY-4 DLR 产品反演模式建立过程在吴晓（2014）中有详细的叙述，在此不再赘述。ULR 反演模式则是通过全球大气廓线的 ULR、多通道辐亮度模拟，借助多元线性回归软件建立。反演模式的通道选择是基于通道光谱特性、及其探测到的下垫面信息，Himawari08 星成像仪的 16 个探测通道光谱特性及探测目的如表 1，由于通道 13（10.4 μm）、16（13.3 μm）分别反映地表温度、和低层 900～800 hPa 温度信息，因此用于反演低层大气温度、进而计算 DLR；ULR 反演选择通道 11（8.6 μm）、13（10.4 μm）、15（12.3 μm）、16（13.3 μm），通道 13、15 在大气窗区，反映了地表温度、与地表向上长波辐射高度相关，而通道 11、16 反映了低层大气的水汽和温度，与低层大气向下辐射有关，地表上行长波辐射包括地表向上发射辐射和反射的下行辐射，因此以上 4 个通道用于反演 ULR。

2.2 产品算法原理

2.2.1 Himawari08 的 DLR 产品算法原理

通过 Himawari08 遥测数据可以计算得到 DLR，方法如下：

（1）计算低层大气有效辐射温度 T_e。由 Himawari08 通道 13、16 亮温经统计回归公式计算低层大气有效辐射温度 T_e，公式如下：

$$T_e = b_1T_1 + b_2T_2 + b_3T_S, \quad (1)$$

表 1 Himawari08 成像仪通道光谱特性和 ULR、DLR 产品反演采用的通道

Table 1 The spectrums of Himawari08 imager instrument and the selected channels used by ULR (Upwelling Longwave Radiation at surface) and DLR (Downward Longwave Radiation at surface) retrieval

Himawari08 通道	中心波长/μm	是否 ULR 选用通道	是否 DLR 选用通道	主要探测目的
1	0.46	否	否	气溶胶
2	0.51	否	否	云、雾
3	0.64	否	否	云、雾
4	0.86	否	否	植被
5	1.6	否	否	云、雪
6	2.3	否	否	卷云、气溶胶
7	3.9	否	否	火
8	6.2	否	否	500 hPa 水汽
9	7.0	否	否	700 hPa 水汽
10	7.3	否	否	700 hPa 水汽
11	8.6	是	否	900 hPa 水汽
12	9.6	否	否	O_3 总含量
13	10.4	是	是	地面及海面温度
14	11.2	否	否	地面及海面温度
15	12.3	是	否	地面及海面温度
16	13.3	是	是	900 hPa 温度

其中，T_1 是与地表气压相差 150 hPa 的低层大气平均温度（如果地面气压是 1013 hPa，为 1013～850 hPa 的气层），T_2 是与地表气压相差 150～300 hPa 大气的平均温度（850～700 hPa 的气层），T_s 是地表温度；b_1、b_2、b_3 是经验权重函数分别取 0.35、0.05、0.6。进一步将 T_1、T_2 写为 4 个标准层上温度的平均值，如下：

$$T_1 = (T_{75hPa} + T_{150hPa}) / 2.0, \quad (2)$$

$$T_2 = (T_{225hPa} + T_{300hPa}) / 2.0, \quad (3)$$

其中，T_{75hPa}、T_{150hPa}、T_{225hPa}、T_{300hPa} 分别是与地面气压差为 75、150、225、300 hPa 层次上的空气温度；T_S 取窗区通道 13（10.4 μm）亮温 T_{B13}，即 $T_S = T_{B13}$。4 个标准层上的空气温度由如下经验回归公式计算：

$$T_{75hPa} = A(\theta, z) + B(\theta, z) \times T_{B16}, \quad (4)$$

$$T_{150hPa} = C(\theta, z) + D(\theta, z) \times T_{B16}, \quad (5)$$

$$T_{225hPa} = E(\theta, z) + F(\theta, z) \times T_{B16}, \quad (6)$$

$$T_{300hPa} = G(\theta, z) + H(\theta, z) \times T_{B16}, \quad (7)$$

其中，T_{B16} 是通道 16 亮温；A、B、C、D、E、F、G、H 是统计回归系数，随卫星天顶角 θ 及地表气压（即海拔高度 z）变化。

（2）计算低层大气比辐射率。由如下统计回归公式计算低层大气比辐射率 ε：

$$\varepsilon = a_0(z) + a_1(z)w + a_2(z)\sqrt{w}, \quad (8)$$

其中，w 是大气柱总可降水量，单位：cm，由卫星大气柱总可降水量产品得到，由于产品限制 Himawari8 采用了预报场 GFS（Global Forecast System）资料的 w；a_0、a_1、a_2 是统计回归系数、随地面气压（即海拔高度）而变，同上面标准层气温的反演，需要首先确定卫星观测像元的海拔高度，并转换成地面气压，再按地面气压查找对应的回归系数计算低层大气比辐射率。

（3）DLR 计算。到达地面的大气下行辐射 99% 来源于地面至 700 hPa 以内的近地层，卫星观测像元的 DLR 由如下公式计算：

$$F_{\mathrm{D}} = \varepsilon\sigma T_{\mathrm{e}}^4, \quad (9)$$

其中，F_{D} 表示 DLR，单位：W/m^2；ε 是低层大气比辐射率；σ 是斯蒂芬—玻尔兹曼常数，$\sigma = 5.667\times10^{-8}$ W m^{-2} K^{-4}。

2.2.2 Himawari08 的 ULR 产品算法原理

通过 Himawari08 遥测数据可以计算得到 ULR，方法如下：

（1）由通道 11、13、15、16 亮温计算通道辐亮度。由普朗克公式计算选择通道辐亮度，如下

$$R_i = \frac{c_1\nu_i^3}{e^{c_2\nu_i/T_{\mathrm{B}i}} - 1.0}, \quad (10)$$

其中，R_i（i=11, 13, 15, 16）为选择通道辐亮度，ν_i 为通道中心波数，$T_{\mathrm{B}i}$ 为通道亮温，c_1、c_2 是辐射常数，$c_1 = 1.191066\times10^{-5}$，$c_2 = 1.43833$。

（2）由统计回归公式计算 ULR。用通道 11、13、15、16 辐亮度计算 ULR 的统计回归公式如下：

$$F_{\mathrm{U}} = a_0(\theta) + a_1(\theta)R_{11} + a_2(\theta)R_{13} + a_3(\theta)R_{15} + a_4(\theta)R_{16} + b_1(\theta){R_{11}}^2 + b_2(\theta){R_{13}}^2 + b_3(\theta){R_{15}}^2 + b_4(\theta){R_{16}}^2, \quad (11)$$

其中，F_{U} 表示 ULR，单位：mW/ m^2；a_i、b_i（i=1, 2, 3, 4）是随卫星天顶角而变的回归系数；R_{11}、R_{13}、R_{15}、R_{16} 分别是 Himawari08 成像仪通道 11、13、15、16 辐亮度，单位：mW m^{-2} sr^{-1}/cm^{-1}。

3 生成产品及精度评估

3.1 生成产品

图 1、2 分别是由 DLR、ULR 产品处理得到的 2016 年 2 月 13:00（北京时间，如无特殊说明则下同）的平均 DLR、ULR，可见晴空 DLR、ULR 的分布与下垫面温度分布特征相一致，随地球上温度的分布而呈纬度带分布变化，青藏高原有着低于同纬度其他地区的 DLR，这是由于高海拔吸收气体稀薄、大气温度较低使得向下发射的 DLR 较小。

3.2 产品精度评估

采用与国外卫星同类产品互比、与地面观测的经验计算值互比、与地面辐射观测数据互比等多种方法，检验 Himawari08 DLR、ULR 产品的精度。

3.2.1 与 AQUA/CERES DLR、ULR 产品比较

2015 年 8 月 20 日的 AQUA 卫星 CERES 仪器的瞬时视场 DLR、ULR 产品（http://ceres.larc.nasa.gov[2016-06-01] ）（ CERES_SSFlevel2_Ed3A ，CERES 二级产品），其星下点分辨率为 30 km，与 Himawari08 产品做时空匹配后，得到观测时间在 16:10 至 16:20，地理范围（0°～50°S，120°E～180°），数据分辨率为 0.6°（纬度）×0.6°（经度）的 2 个卫星 DLR、ULR 格点场， DLR、ULR 的两星差值图如图 3、4，图中白色为资料覆盖不到、或有云的地区，由于 CERES 的 ULR、DLR 产品是所有天空状况的，而晴空与有云参与时的 DLR 差别很大，因此在 DLR 对比中对 Himawari08 产品做了更为严格的晴空筛选（0.6°×0.6°内 90%以上的格点为晴空），这就使得图 4 相对于图 3 没有资料的地区多。图 3 中两星 ULR 比较均方根误差为 7.9 W/m^2、相关系数 R 是 0.9399，系统偏差为－2.0 W/m^2，误差主要源于反演方法的不同，CERES 是用 NOAA MOA（Meteorology Ozone and Aerosol data）资料的地面温度经物理公式计算 ULR，Himawari08 则是由星上多通道辐亮度反演 ULR；图 4 中 DLR 的均方根误差是 14.5 W/m^2，相关系数 R 是 0.9586，系统偏差为－9.2 W/m^2，较大的负偏差与 CERES 资料 0.6°（纬度）×0.6°（经度）内有云参与有关，产品处理中对低层大气温度的处理方法不同和水汽含量的资料来源不同也是两者 DLR 相差的原因。

3.2.2 与地面气象观测经验估算 DLR 的比较

用中国地面气象站的地面气温、地面相对湿度观测资料，计算了气象站观测时刻的 DLR，Brunt、Brutsaert 气象经验公式如下（Wang K C and Liang，2009）：

$$F_{\mathrm{D}} = \varepsilon_{\mathrm{s}}\sigma {T_{\mathrm{sa}}}^4, \quad (12)$$

$$\varepsilon_{\mathrm{s}} = \alpha_1 + \alpha_2\sqrt{e_{\mathrm{a}}} \quad (h<1000\ \mathrm{m}), \quad (13)$$

$$\varepsilon_{\mathrm{s}} = b_1(e_{\mathrm{a}}/T_{\mathrm{sa}})^{b_2} \quad (h>1000\ \mathrm{m}), \quad (14)$$

其中，ε_{s} 是地表宽波段的比辐射率，T_{sa} 是地面气温，e_{a} 是地面水汽压，$\alpha_1 = 0.605$，$\alpha_2 = 0.048$，$b_1 = 1.24$，

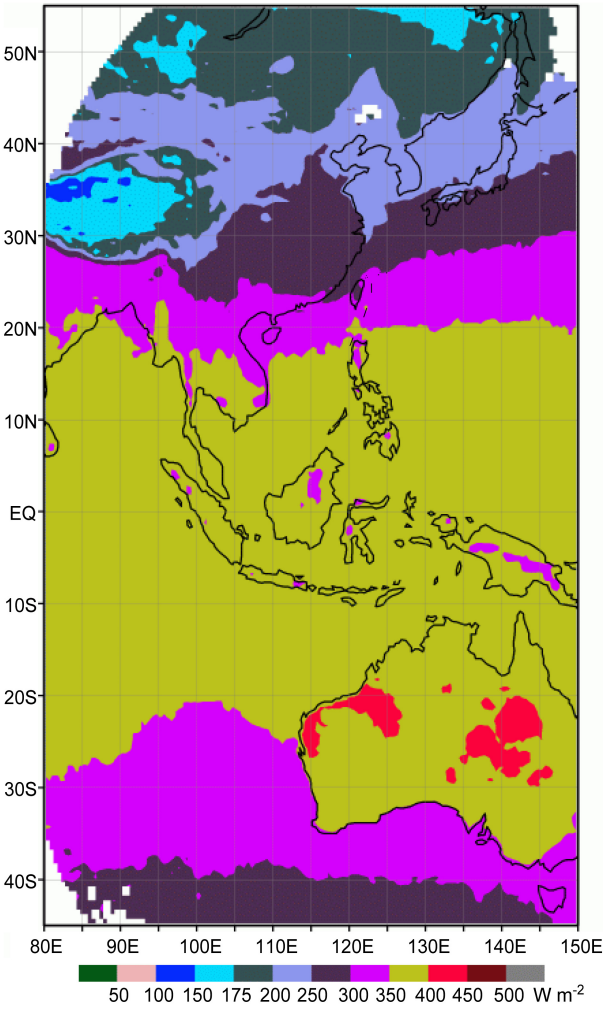


图 1　2016 年 2 月 13:00 的平均 DLR

Fig. 1　The DLR at 1300 LST in February 2016

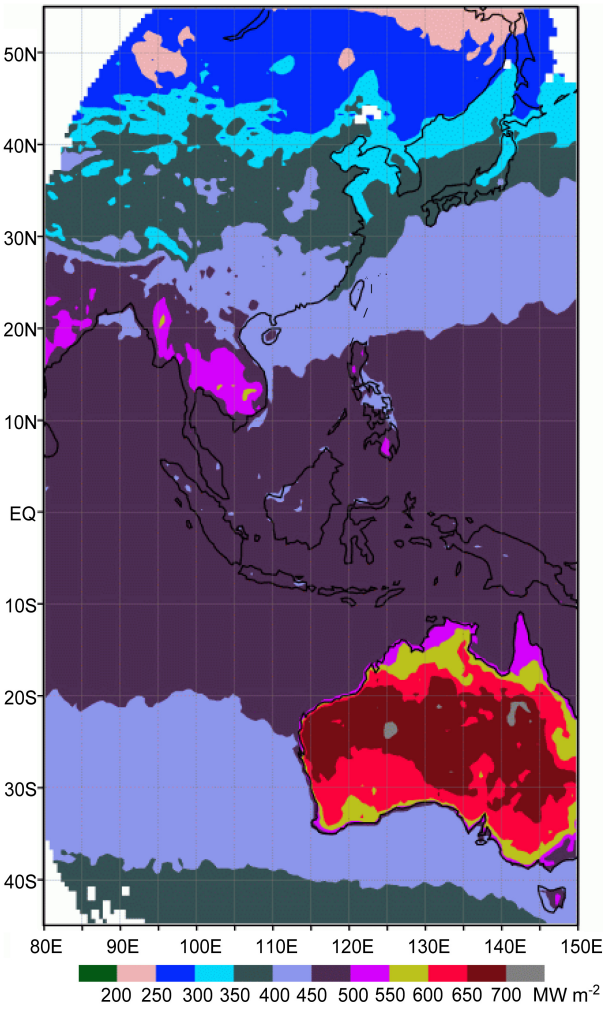


图 2　2016 年 2 月 13:00 的平均 ULR

Fig. 2　The ULR at 1300 LST in February 2016

$b_2 = 0.1429$，h 表示地表海拔。2016 年 2 月 2260 个台站计算 DLR 与 Himawari08 对比结果如图 5，图中均方根误差 15.34 W/m^2、相关系数 0.8786，系统偏差−6.6 W/m^2，负偏差主要由卫星产品的云检测效果造成、以及 DLR 反演模式本身的回归误差，同时经验公式（12）与地面观测相比也存在约 20 W/m^2 的标准误差 （Wang K C and Liang，2009），因此这一验证方法只能给出相对、大概的产品精度及可靠性结果。

3.2.3　与 Himawari08 陆表温度产品计算 ULR 的比较

地表上行长波辐射通量的物理计算公式如下：

$$F_{\mathrm{U}} = \varepsilon_{\mathrm{s}}\sigma T_{\mathrm{s}}^4 + (1-\varepsilon_{\mathrm{s}})F_{\mathrm{D}}. \qquad (15)$$

2016 年 3 月 3 日 00:00 由 Himawari08 陆表温度 LST 试验产品计算的 ULR 与反演 ULR 的差值图如图 6（LST 产品是基于分裂窗技术，进行了大气吸收和地表比辐射率订正而得到的反演产品，与地面观测资料相比最大误差为 2 K），由图可见反演产品与物理计算值误差在−10～＋10 W/m^2，ULR 反演模式的误差以及 LST 产品误差是两者不同的原因。

3.2.4　与中国地面气象辐射站辐射观测的比较

由于地面气象辐射站的观测要素没有单独的 DLR、ULR，因此只能由净全辐射（净短波和净长波辐射之和）、太阳短波入射与反射通量观测数据提取净长波辐射通量，计算公式如下

$$R_{\mathrm{nl}} = R_{\mathrm{n}} - (S_{\mathrm{down}} - S_{\mathrm{ref}}), \qquad (16)$$

其中，R_{n} 为净全辐射，R_{nl} 为净长波辐射，S_{down} 为地面入射太阳辐射，S_{ref} 为地面反射太阳辐射，但由于中国气象辐射站观测所用的净全辐射仪器是辐射测量项目中精度最差的（王炳忠等，2010），因此 R_{n} 的观测值往往不可靠，白天尤其如此，因此

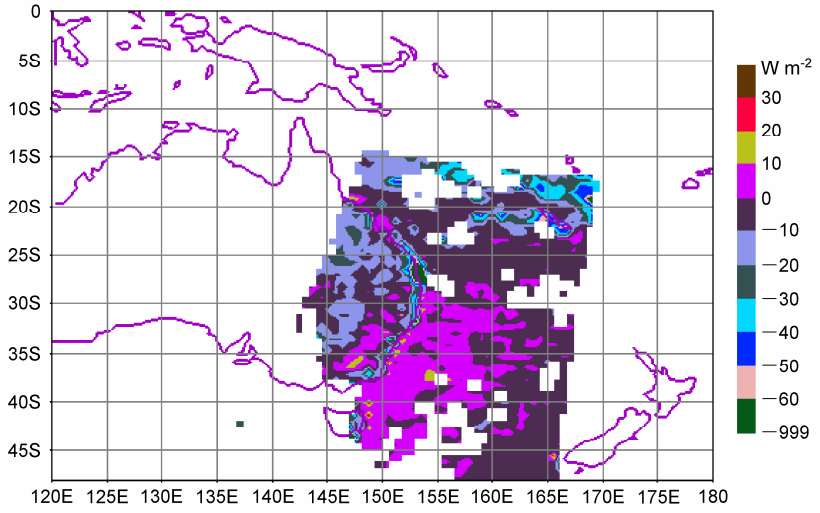


图 3　2015 年 8 月 20 日 16:10 至 16:20 Himawari08 ULR 与 CERES ULR 的差值

Fig. 3　The Himawari08 ULR minus CERES (Clouds and the Earth's Radiation Energy System) ULR during 1610 LST to 1620 LST 20 Aug 2015

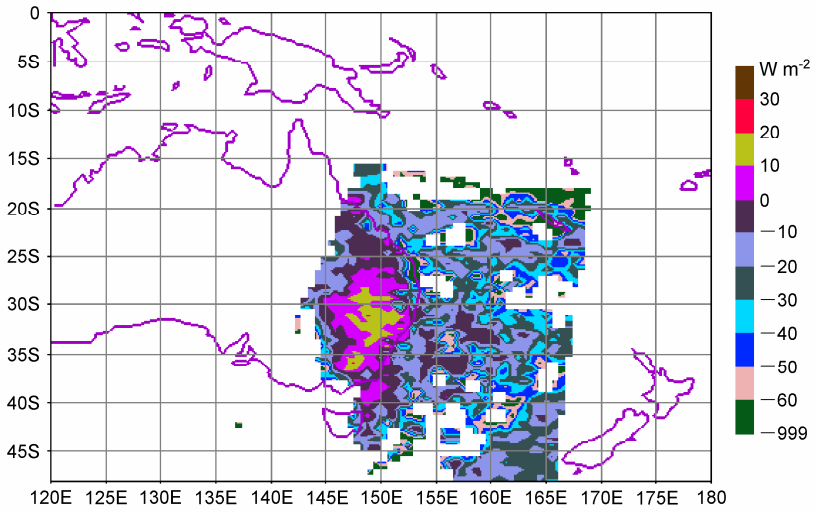


图 4　2015 年 8 月 20 日 16:10 至 16:20 Himawari08 DLR 与 CERES DLR 的差值

Fig. 4　The Himawari08 DLR minus CERES DLR during 1610 LST to 1620 LST Aug 2015

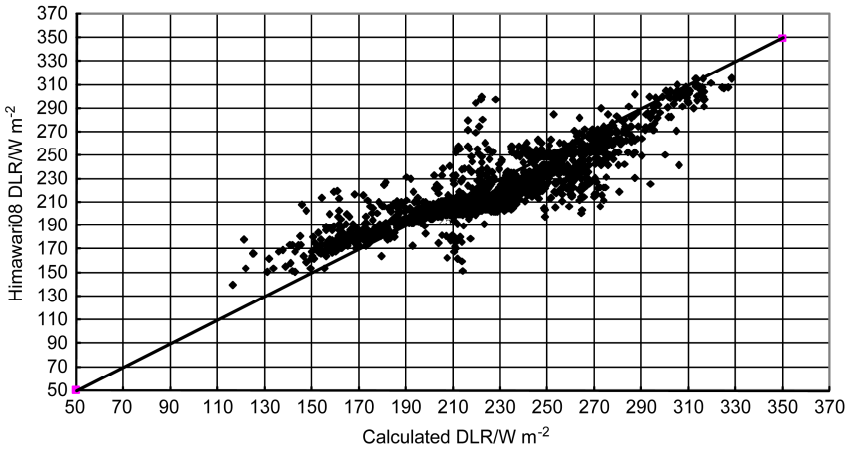


图 5　2016 年 2 月 Himawari08 瞬时 DLR 产品与地面观测资料经验估算值比较散点图

Fig. 5　Comparison between the satellite estimated DLR and that empirically calculated with Chinese ground meteorological station observations in February 2016

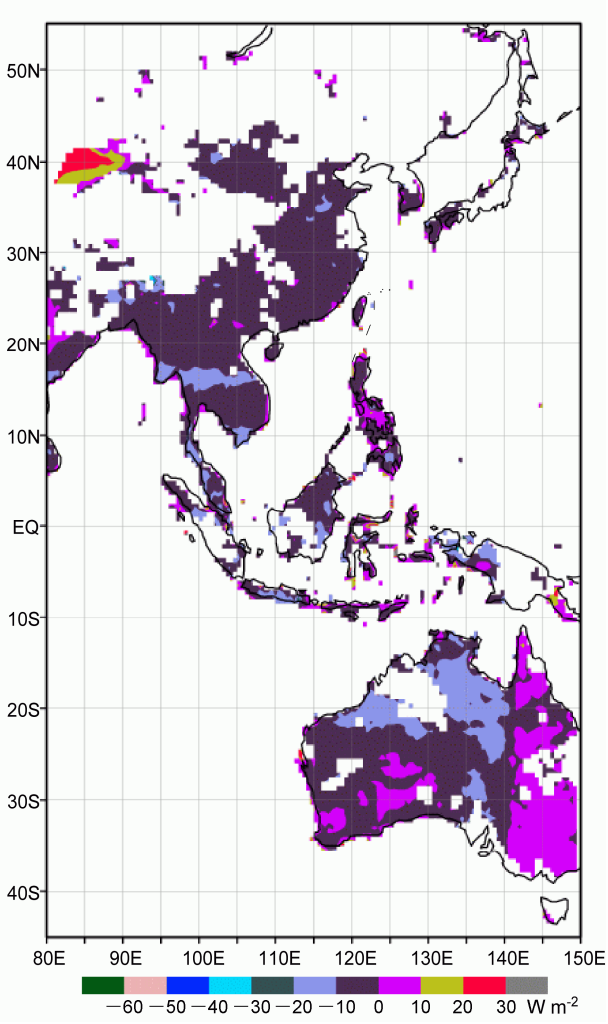


图 6　2016 年 3 月 3 日 00:00 至 00:10 Himawari08 ULR 与 Himawari08 陆表温度 LST 产品推算 ULR 的差值

Fig. 6　The satellite estimated ULR minus that derived from land surface temperature product for 0000 LST to 0010 LST 3 Mar 2016

只对日出前和日落后的观测数据进行了对比，图 7 是 2016 年 2 月 29 天夜间逐小时地面观测净长波辐射通量和卫星反演值的对比，图中均方根误差 37.1 W/m^2、相关系数 0.5042、系统偏差−29.5 W/ m^2，如此误差究其原因主要是地面观测仪器造成的数据可信度差，其次是卫星产品的云污染、及上下行通量反演算法的模式误差。

4　Himawari08 DLR、ULR 产品日变化特征

将 2016 年 2 月、6 月逐日逐小时（协调世界时）DLR、ULR 产品按当地时间处理成一日 24 h（当地时间）的格点场，由于云覆盖使得日内各小时的 ULR、DLR 数据不完整，因此对月内 30 d 的某小时（当地时间）格点场做平均，得到月平均的某小时 DLR、ULR 格点场数据，以下分析是基于这一月平均 24 h 晴空 DLR、ULR 资料。对于这一资料定义归一化日变化指数 N（Ellingson and Ba，2003），如下：

$$N=\frac{F_{\mathrm{U}i}-F_{\mathrm{Uin}}}{F_{\mathrm{Umax}}-F_{\mathrm{Umin}}}, \tag{17}$$

或：

$$N=\frac{F_{\mathrm{D}i}-F_{\mathrm{Dmin}}}{F_{\mathrm{Dmax}}-F_{\mathrm{Dmin}}}, \tag{18}$$

其中，$F_{\mathrm{U}i}$、$F_{\mathrm{D}i}$ 为当地时间第 i 时 ULR、DLR，F_{Umin}、F_{Dmin} 为当时时间 24 h 中最小 ULR、DLR，F_{Umax}、F_{Dmax} 为当时时间 24 h 最大 ULR、DLR，2016 年 2

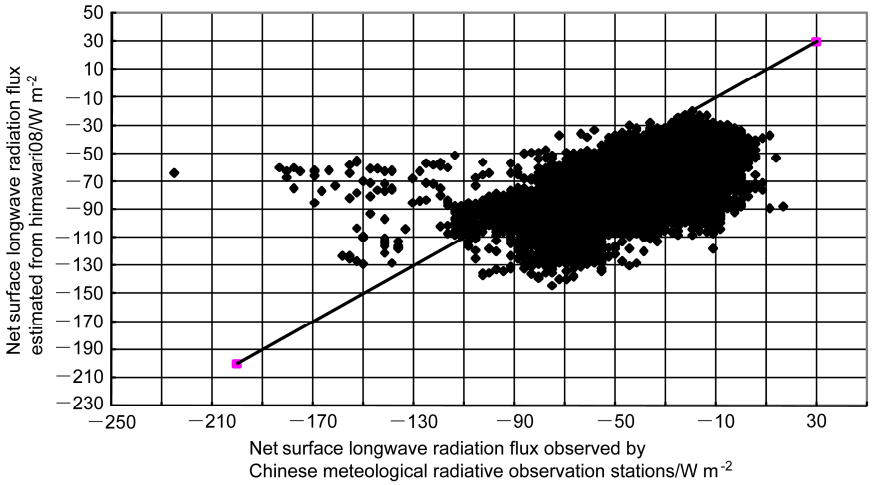


图 7　2016 年 2 月夜间地面净长波辐射通量观测与 Himawari08 实时产品的比较

Fig. 7　Comparison between the net surface longwave radiation fluxes estimated from Himawari08 and that observed by meteorological radiative observation stations of China during February 2016

月中国各大区及澳洲大陆单站 N 统计如图 8、9（2016 年 6 月图略），可见不同气候区、不同地表类型 N 分布基本相同，表明不同气候、不同地表类型晴空地表长波辐射通量有着相同的日变化规律，最大值在 13:00（当地时间）、最小值在 04:00（当地时间）至 07:00（当地时间），白天 N 随时间的变化可用一个半正弦曲线拟合，夜间 N 可用 2 个线性直线拟合，冬季拟合经验式如下，

$$N=\sin\left[\frac{(t-13)\pi}{12}+\frac{\pi}{2}\right], \quad (19)$$

$$N=0.15-0.021428t, \quad (20)$$

$$N=0.65048-0.02176t, \quad (21)$$

式中，t 是当地时间，式（19）代表 07:00（当地时间）至 18:00（当地时间）的 N，式（20）代表 00:00（当地时间）至 07:00（当地时间）N，式（21）代表 18:00（当地时间）至 23:00（当地时间）N，夏季半正弦曲线为

$$N=\sin\left[\frac{(t-13.25)\pi}{14.5}+\frac{\pi}{2}\right]. \quad (22)$$

DLR、ULR 如此的日变化规律可以解释为太阳辐射对地表的加热，随着日出地表吸收太阳辐射、地表温度增大，同时地表向上辐射的长波辐射通量增大，向上长波辐射通量越大、低层大气吸收的长波辐射能量越多、造成低层大气增温，这样向下辐射

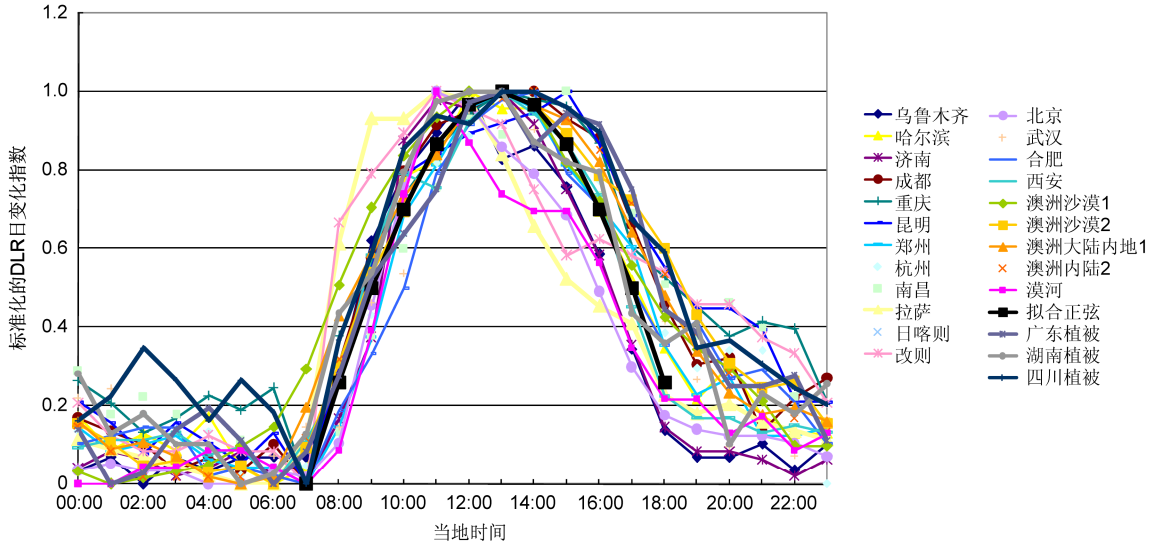


图 8　2016 年 2 月中国各大区及澳洲大陆单站 DLR 归一化日变化指数时间变化曲线

Fig. 8　Normalized diurnal variations of clear-sky DLR for the 21 sites in China and Australia in February 2016

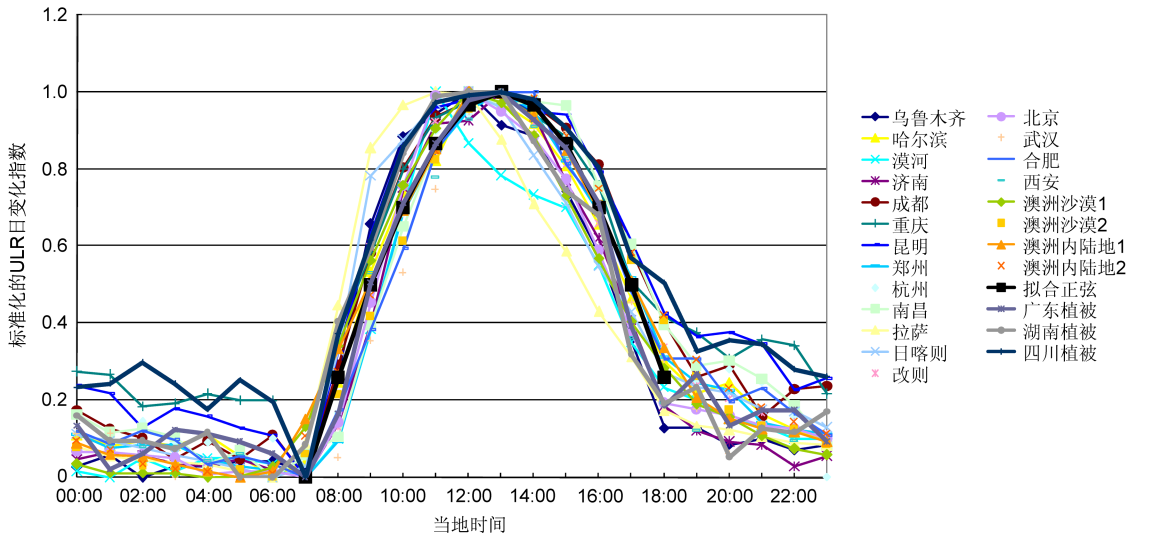


图 9　2016 年 2 月中国各大区及澳洲大陆单站 ULR 归一化日变化指数时间变化曲线

Fig. 9　Normalized diurnal variations of clear-sky ULR for the 21 sites in China and Australia in February 2016

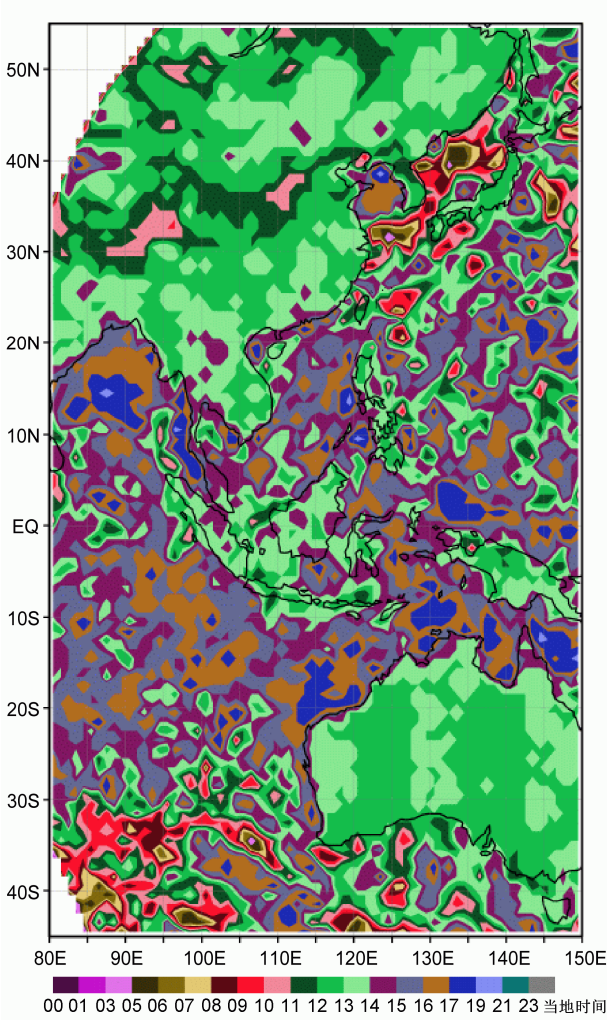


图 10　2016 年 2 月（55°N～45°S，80°E～150°E）区域内的 DLR 峰值时间

Fig. 10　The local time at which the maximum DLR appeared in February 2016 (55°N–45°S, 80°E–150°E)

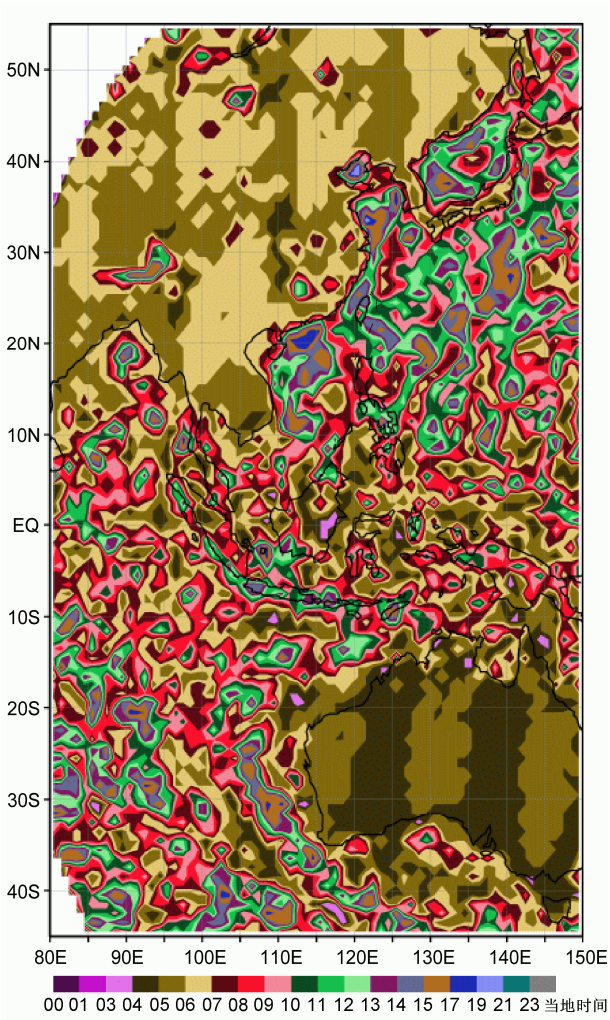


图 11　2016 年 2 月（55°N～45°S，80°E～150°E）区域内的 DLR 低谷时间

Fig. 11　The local time at which the minima DLR appeared in February 2016 (55°N–45°S, 80°E–150°E)

的通量越大，而日落后随着地表及低层大气辐射冷确，地表和低层温度降低，DLR 和 ULR 逐渐变小，到凌晨达到最低值；图 10、图 11 是 2016 年 2 月卫星观测范围内 DLR 通量的峰值和低谷出现时间（ULR 图略），从图可见冬季的中国大陆和周边地区 DLR 峰值时间出现在 12:00（当地时间）至 14:00（当地时间），多为 13:00（当地时间），处于夏季的澳洲大陆基本完全在 13:00（当地时间），DLR 一天中的最低值出现在冬季的中国大陆早晨 06:00 至 07:00，而在夏季的澳洲大陆为 05:00（当地时间）至 06:00（当地时间），这一现象与北南半球太阳日出时间的早晚有关，海洋上 DLR 则没有出现规律的峰值与低谷时间；从 ULR、DLR 图还可以看到在一些区域 DLR 与 ULR 同步变化、另一些区域 DLR 峰值约延时 ULR 1 h，但海洋上 DLR 与 ULR 均没有规律的峰值与低谷时间。

5　总结与讨论

地球表面的净辐射是表面辐射收支的重要参量，它直接控制着表面温度、潜热及感热通量，影响大气、海洋环流以及水文圈，对全球气候系统产生了重要影响，作为地面净辐射的组成部份 ULR、DLR 一直是各种气候模式的输入要素，也是气象卫星产品研发的对象。近年来随着反演方法的成熟，美国、欧洲都相继处理出气象卫星的 ULR 与 DLR 产品，而我国将通过 2016 年 12 月发射的 FY-4 卫星的地面应用系统，业务生成 ULR、DLR 产品，

这篇文章中介绍的算法将在 FY-4 产品处理中重复应用（只是反演模式的系数不同）。

本文通过对 Himawari08 卫星生成的 DLR、ULR 实时产品的精度评估，检验了 2 个地面长波辐射通量反演模式的性能，同时我们利用 Himawari08 的 DLR、ULR 产品，分析了晴空条件下的 DLR、ULR 场特征，得到：

（1）DLR、ULR 与地面温度、大气温度相联系，有与地球气候带气温相一致的纬向分布特征。

（2）DLR 与海拔相关，青藏高原 DLR 明显低于同纬度其他地区。

（3）陆地上，DLR、ULR 有着与日出、日落相联系的日变化规律，最低值出现在凌晨 04:00 至 07:00，最高值出现在午后 12:00 至 14:00，在卫星观测范围内，多数地区 DLR 与 ULR 变化同步，一些地区 DLR 峰值、低谷比 ULR 约晚 1 小时，夏季 DLR、ULR 低谷比冬季早约 1～3 h，与日出时间相关。

（4）陆地植被、沙漠表面的 DLR、ULR 具有相同的日变化特征，类似于一个半正弦曲线，而冰雪表面 DLR、ULR 日变化轮廓与植被、沙漠约有不同。

受卫星仪器通道特性、支持产品的限制，Himawari08、FY-4 卫星都只能处理晴空条件下的 DLR、ULR 产品，显然不能完全满足应用要求，在此我们希望将来，在云顶高度产品与高时间频率预报场资料相结合的基础上，能够实现全天空状况下的 DLR 产品及 ULR 产品处理，这将是我们进一步的工作。

致谢 感谢国家“千人计划”科学家李俊博士对本文工作给予的帮助。

参考文献（References）

Brunt D. 1932. Notes on radiation in the atmosphere. I [J]. Quart. J. Roy. Meteor. Soc., 58 (247): 389–420, doi:10.1002/qj.49705824704.

Brutsaert W. 1975. On a derivable formula for long-wave radiation from clear skies [J]. Water Resour. Res., 11 (5): 742–744, doi:10.1029/WR011i005p00742.

Darnell W L, Gupta S K, Staylor W F. 1983. Downward longwave radiation at the surface from satellite measurements [J]. J. Appl. Meteor., 22 (11): 1956–1960, doi:10.1175/1520-0450(1983)022<1956:DLRATS>2.0.CO;2.

Ellingson R G, Ba M B. 2003. A study of diurnal variation of OLR from the GOES sounder [J]. J. Atmos. Oceanic Technol., 20 (1): 90–99, doi:10.1175/1520-0426(2003)020<0090:ASODVO>2.0.CO;2.

Frouin R, Gautier G, Morcrette J J. 1988. Downward longwave irradiance at the ocean surface from satellite data: Methodology and in situ validation [J]. J. Geophys. Res, 93 (C1): 597–699, doi:10.1029/JC093iC01p00597.

Gupta S K. 1989. A parameterization for longwave surface radiation from sun-synchronous satellite data [J]. J. Climate, 2 (4): 305–320, doi:10.1175/1520-0442(1989)002<0305:APFLSR>2.0.CO;2.

Gupta S K, Darnell W L, Wilber A C. 1992. A parameterization for longwave surface radiation from satellite Data: Recent improvements [J]. J. Appl. Meteor., 31 (12): 1361–1367, doi:10.1175/1520-0450(1992)031<1361:APFLSR>2.0.CO;2.

Gupta S K, Whitlock C H, Ritchey N A, et al. 1997. An algorithm for longwave surface radiation budget for total skies [C]//CERES ATBD Subsystem 4.6.3-Longwave Surface Radiation Budget for Total Skies. Version 2.2.

Idso S B, Jackson R D. 1969. Thermal radiation from the atmosphere [J]. J. Geophys. Res., 74 (23): 5397–5403.

Jin X, Barber D, Papakyriakou T. 2005. A new clear-sky downward longwave radiative flux parameterization for arctic areas based on rawinsonde data [J]. J. Geophys. Res, 111 (D24): D24104, doi:10.1029/2005JD007039.

Lee H T. 2010. Downward longwave radiation-surface [C]// Proceedings of Meeting GOES-R 2010 AWG Annual Meeting. Madison, WI: AWG, 2010.

Lee H T, Ellingson R G. 2002. Development of a nonlinear statistical method for estimating the downward longwave radiation at the surface from satellite observations [J]. J. Atmos. Oceanic Technol., 19 (10): 1500–1515, doi:10.1175/1520-0426(2002)019<1500:DOANSM>2.0.CO;2.

Tang B H, Li Z L. 2008. Estimation of instantaneous net surface longwave radiation from MODIS cloud-free data[J]. Remote Sensing of Environment, 112 (9): 3482–3492, doi:10.1016/j.rse.2008.04.004.

王炳忠, 莫月琴, 杨云. 2010. 现代气象辐射测量技术 [M]. 北京: 气象出版社, 76–82. Wang Bingzhong, Mo Yueqin, Yang Yun. 2010. Modern Meteorological Radiative Measurement Technology (in Chinese) [M]. Beijing: China Meteorological Press, 76–82.

Wang W H, Liang S L. 2009. Estimation of high-spatial resolution clear-sky longwave downward and net radiation over land surfaces from MODIS data [J]. Remote Sensing of Environment, 113 (4): 745–754, doi:10.1016/j.rse.2008.12.004.

Wang W H, Liang S L ,Augustine J A . 2009. Estimating high spatial resolution clear-sky land surface upwelling longwave radiation from MODIS data [J]. IEEE Trans. Geosci. Remote Sens., 47 (5): 1559–1570, doi:10.1109/TGRS.2008.2005206.

Wang K C, Liang S L.2009.Global atmospheric downward longwave radiation over land surface under all-sky conditions from 1973 to 2008 [J].J.Geophys.Res,114(D19):D19101.

吴晓. 2014. 从 FY-4 静止气象卫星估算晴空地表下行长波辐射通量的反演模式 [J]. 气候与环境研究, 19 (3): 362–370. Wu Xiao. 2014. Retrieval model for estimating clear-sky downward longwave radiation at the surface from the FY-4 geostationary satellite [J]. Climatic and Environmental Research (in Chinese), 19 (3): 362–370, doi:10.3878/j.issn.1006-9585.2013.13032.