

青藏高原地表反照率计算研究*

方宗义 刘玉洁 林曼筠

(国家卫星气象中心, 北京, 100081)

摘 要

根据改进的甚高分辨率扫描辐射仪(AVHRR)5个观测波段的光谱特征,经多次试验,设计了一组从卫星观测的地-气系统的辐射测值中提取晴空资料的多通道阈值判识法和提取月平均反照率的合成法;并对1992年NOAA-12卫星获取的AVHRR资料进行计算处理,分析提取晴空数据,在此基础上按卫星轨道覆盖周期合成计算得到的晴空行星反照率和地表反照率,并且计算了逐月的地表反照率。对计算结果做了初步分析和认真比较。

关键词:晴空行星反照率,地表反照率,AVHRR资料。

1 引 言

地表反照率代表了晴空无云大气地球表面对太阳辐射的反射能力,它是数值模拟和地面能量平衡方程中的一个重要参数。准确地测定地表反照率是地表辐射平衡和气候研究中的一项重要工作。地表反照率主要受地球表面覆盖类型及其湿润、粗糙程度和太阳高度角等因素的影响,随空间和时间而变化。过去对地表反照率的估计,一般是根据实测资料结合植被特征和土壤类型分布图推算得到,这种方法受资料和技术所限往往会产生推算误差。随着卫星遥感技术的发展,利用气象卫星资料计算地表反照率越来越受到重视,本文主要讨论了利用极轨气象卫星AVHRR多通道观测数据判识提取青藏高原地区晴空行星反照率和地表反照率的计算方法,并利用1992年NOAA-12的卫星资料按国内外两种系数开展了卫星遥感地表反照率计算试验。得到青藏高原地区1992年逐月的平均地表反照率,并与1979年青藏高原气象科学试验期间计算的5—8月的平均地表反照率进行了对比分析。

2 计算方法

云、太阳-观测点-卫星位置对卫星测值的影响、晴空行星反照率与地表反照率的关系是卫星遥感地表反照率必须考虑的问题。若不考虑云的影响,通常卫星传感器接收到的地面向上的反射辐射能量主要由两部分组成:即由于大气中气溶胶的作用从大气直接反射回太空的大气反射辐射和进入大气的太阳辐射经过地面反射和大气层的削弱后到达大气层顶的反射辐射,这两部分通称为晴空行星反照率。图1中考虑了大气与地球表面的多次

* 初稿时间:1995年3月11日;修改稿时间:1995年10月23日。

资助课题:国家攀登计划A(我国未来(20—50年)生存环境变化趋势的预测研究)项目。

反射。 $Q_0 \downarrow$ 为太阳辐射到达大气层顶的能量； a_A 是大气层对太阳辐射的反射率； R 代表大气的吸收率； a_G 为地表向上的反射率； a_A^* 是大气和地表之间多次散射产生的漫射反射率。当仅考虑单次反射时，卫星遥感得到的来自下垫面的反射能量 $Q \uparrow$ 应为：

$$Q \uparrow = a_A Q_0 \downarrow + a_G (1 - R - a_A) (1 - R - a_A^*) Q_0 \downarrow \\ = Q_0 \downarrow [a_A + a_G (1 - R - a_A) (1 - R - a_A^*)] \quad (1)$$

因 a_A, a_A^* 和 R 远远小于 a_G ，若忽略 a_A, a_A^*, R 等量的高次项，保留一次项，可由式(1)推算得到行星反照率 ρ ：

$$\rho = Q \uparrow / Q_0 \downarrow = a_A + (1 - a_A - a_A^* - 2R) a_G \quad (2)$$

式(2)充分体现了行星反照率与地表反照率的一次函数关系。这里所指的地表反照率应是地表总反照率，它所对应的行星反照率应是宽带行星反照率。祝昌汉等人利用大气层上界太阳光谱分布的权重系数建立了宽带行星反照率与地表总反照率之间的统计关系：

$$\rho_b = (E_{CH1} \rho_{CH1} + E_{CH2} \rho_{CH2}) / E_b \quad (3)$$

式中 ρ_b 为的 $0.58-1.1\mu\text{m}$ 光谱段的行星反照率， E_{CH1}, E_{CH2}, E_b 分别为日地平均距离时，大气层上界 $0.58-0.68\mu\text{m}, 0.725-1.1\mu\text{m}, 0.58-1.1\mu\text{m}$ 波段的太阳光谱能量。根据太阳辐射的标准光谱能量，祝昌汉等人将式(3)改写为：

$$\rho_b = 0.2820 \rho_{CH1} + 0.6081 \rho_{CH2} \quad (4)$$

因此，宽带晴空行星反照率可以由 AVHRR 测得的分光谱晴空行星反照率计算。

宽带行星反照率与地表反照率的关系已有很多讨论，大部分研究是根据卫星观测的晴空行星反照率与同一时刻地面观测的地表总反照率的相关

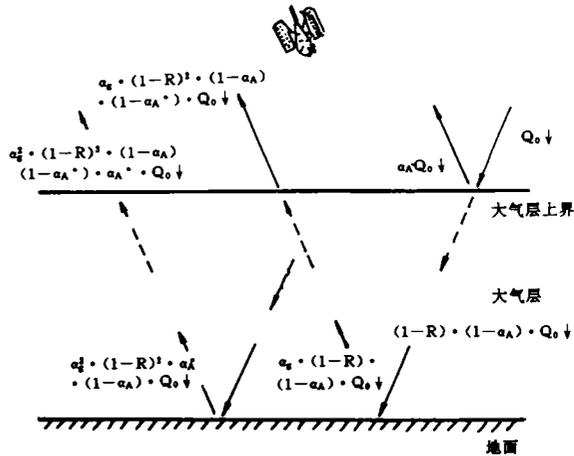


图1 晴空行星反照率和地表反照率关系示意图^[1]

表1 行星反照率与地表反照率回归方程系数比较表^[2-4]

文献作者	a	b	范围
H. J. Preuss	0.087	0.59	亚热带大陆
H. J. Preuss	0.101	0.59	北半球
钟强等	0.05	0.8	青藏高原
G. Ohring	0.0587	0.730	60°N-60°S
祝昌汉等	0.045	0.742	青藏高原

性，按公式(2)推导一次或二次线性方程来表示，本文采用祝昌汉等人试验得到的一次拟合方程计算地表反照率(A_s)。即：

$$\rho_b = a + bA_s \quad (5)$$

式中 a 和 b 是利用相同时刻的地面和卫星观测资料经回归分析计算后得到的计算系数, 表 1 是国内外为研究地表反照率而建立的行星反照率与地表反照率回归方程系数表, 本文在试验研究中使用了最后两组系数计算青藏高原地表总反照率。其中晴空行星反照率是利用 AVHRR 资料经数据订正、云雪判识和多时次合成等一系列处理后得到的。

3 资料处理

3.1 资料来源

地表反照率计算研究使用的资料取自国家卫星气象中心存档的 NOAA-12 的 AVHRR 1B 数据。它是实时接收的 AVHRR/HRPT 资料经过数据编辑、质量检验、定标系数计算以及每条扫描线 51 点的地理位置和太阳高度角计算等数据预处理后生成的、具有固定格式的数据集。作为初步试验研究, 计算处理了 1992 年一年的资料。

3.2 资料处理

AVHRR 1B 数据集是经过数据预处理后的星上扫描辐射仪观测的 5 个通道的计数值。为了准确地计算晴空行星反照率和地表反照率, 卫星资料处理必须经过一系列的数据复原、订正、定位校准、云雪判识和多时次合成等计算过程。

3.2.1 数据定标

所谓定标, 就是把星上仪器观测的计数值 (I) 换算成物理量 (E)。本文采用线性定标方法, 将 1, 2 通道测得的计数值转换为反射率, 3, 4, 5 通道的计数值则换算为光谱辐射率。

3.2.2 数据订正

在卫星对地扫描过程中, 由于观测点的太阳高度角的不同, 造成了可见光和近红外通道的观测值的衰减。同时, 由于扫描线边缘卫星天顶角的增大, 使红外通道的测值受到地球曲率和大气衰减的影响, 造成了临边变暗效应。因此, 在资料处理时, 分别进行了消除太阳高度角影响的余弦订正和消除临边变暗影响的温度订正。

3.2.3 定位校准

由于 NOAA-12 卫星定位精度有时不稳定, 进行多时次资料合成时会引起误差, 为保持计算精度, 必须进行地球定位校准。这里采用的是交互显示定位网格平移法, 利用 7350 图像处理设备, 显示处理后的图像, 人机交互确定定位误差, 然后平移定位网格消除误差影响, 反复订正就可以得到精确的定位。

3.2.4 提取晴空辐射值

为了从卫星观测的综合信息中计算提取晴空行星反照率, 必需在消除云的影响时保留地表和积雪信息。因此, 云雪判识是一项重要工作。根据云、雪的光谱特征和青藏高原及沙漠地区的地型特点, 参考国内外多种云雪判识方法^[5-7], 本文采用了多通道判识方法, 在判识过程中选用了以下 5 种判识因子:

A. 1, 2, 3 通道的反射率 R_1, R_2, R_3

通道 1 和通道 2 的反射率可以简单地由数据定标和订正得到, 通道 3 的反射率计算比较复杂, 有多种计算公式, 但总的思路是一致的, 即利用通道 4 和通道 5 的亮度温度, 从

通道 3 的光谱辐射中扣除放射辐射部分,从而得到通道 3 的反射辐射。采用 Stowe^[8]等人的计算方法:

$$R_3 = \pi ER_3 100\% / [\cos(\theta_s)(D_0/D)^2 S_3] \quad (6)$$

$$ER_3 = B(\nu_3, T_3) - B(\nu_3, T_{3e})$$

$$T_{3e} = 2.706T_4 - 1.716T_5 + 1.272$$

式中 θ_s 为太阳天顶角; $(D_0/D)^2$ 是日地距离归一化因子; $B(\nu_3, T_3)$ 是通道 3 的总辐射值; $B(\nu_3, T_{3e})$ 是通道 3 的放射辐射估计值; ER_3 是通道 3 的反射辐射估计值; S_3 是通道 3 的分谱太阳辐照度, 取作 $S_3 = 16.68 \text{MWM}^{-2}(\text{cm}^{-1})^{-1}$ 。

B. 亮度温度 T_3, T_4, T_5

通道 3, 4, 5 的辐射亮温由光谱辐射率通过 Planck 函数的逆过程计算。亮度温度阈值主要用于对云、雪、晴空及无雪地表做粗判识。

C. 归一化植被指数 $NDVI$

$$NDVI = (R_2 - R_1) / (R_2 + R_1) \quad (7)$$

通常有植被的地表, $NDVI > 0$, 而沙漠、水域、雪盖、云区等, $NDVI \leq 0$, 因此归一化植被指数主要用于区分植被、雪盖或云区。

D. 水汽指数 WI

$$WI = (T_4 - T_5) / (T_4 + T_5) \quad (8)$$

水汽指数是由两个远红外通道的亮温值计算得到。在远红外波段大于 $11\mu\text{m}$ 处有一水汽转动带, 它对红外辐射的吸收引起了 4, 5 通道亮温的差异。沙漠地区的水汽含量很小, 水汽指数为负值。因此, 用 WI 判识晴空沙漠, 以避免将反照率较大的沙漠地区误判为云区或积雪区。

E. 卷云判识因子 F, FMF

$$F = T_4 / (T_3 - T_4) \quad (9)$$

$$FMF = T_4 - T_5 \quad (10)$$

有些光学厚度很小的薄卷云, 通道 3 的反照率与积雪相仿, 难以区分。但这两个因子可以把某些卷云区别出来。冰晶云的 F 值可以从 4—35, 而雪盖的 F 值则都大于 20。选择适当的阈值 FCN , 当 $FMF > FCN$ 时为云区, 否则为晴空区。考虑到高原冬季地表温度较低, 我们对 Stowe 等人提出的 FCN 做了修改:

$$FCN \begin{cases} = 0 & (T_4 < T_{4F}) \\ = \sum ai T_i & (i = 0, 1, 2, 3, 4) \quad (T_{4F} < T_4 < 305\text{K}) \\ = 7.8\text{K} & (T_4 > 305\text{K}) \end{cases}$$

在计算试验中我们充分利用上述因子, 根据青藏高原的实际情况以及季节的变化确定合理的阈值, 从而实现对云的检测, 判识并保留与云光谱特征相近的积雪。

云检测和雪盖判识是一个较为复杂的问题, 在判识方法确定和门限值选取等方面做了反复的计算试验, 利用人机交互显示设备提取不同季节、不同地区、不同下垫面, 例如植被、积雪、沙漠和云等表面的卫星观测值, 进行多光谱特性综合分析和直方图计算, 初步

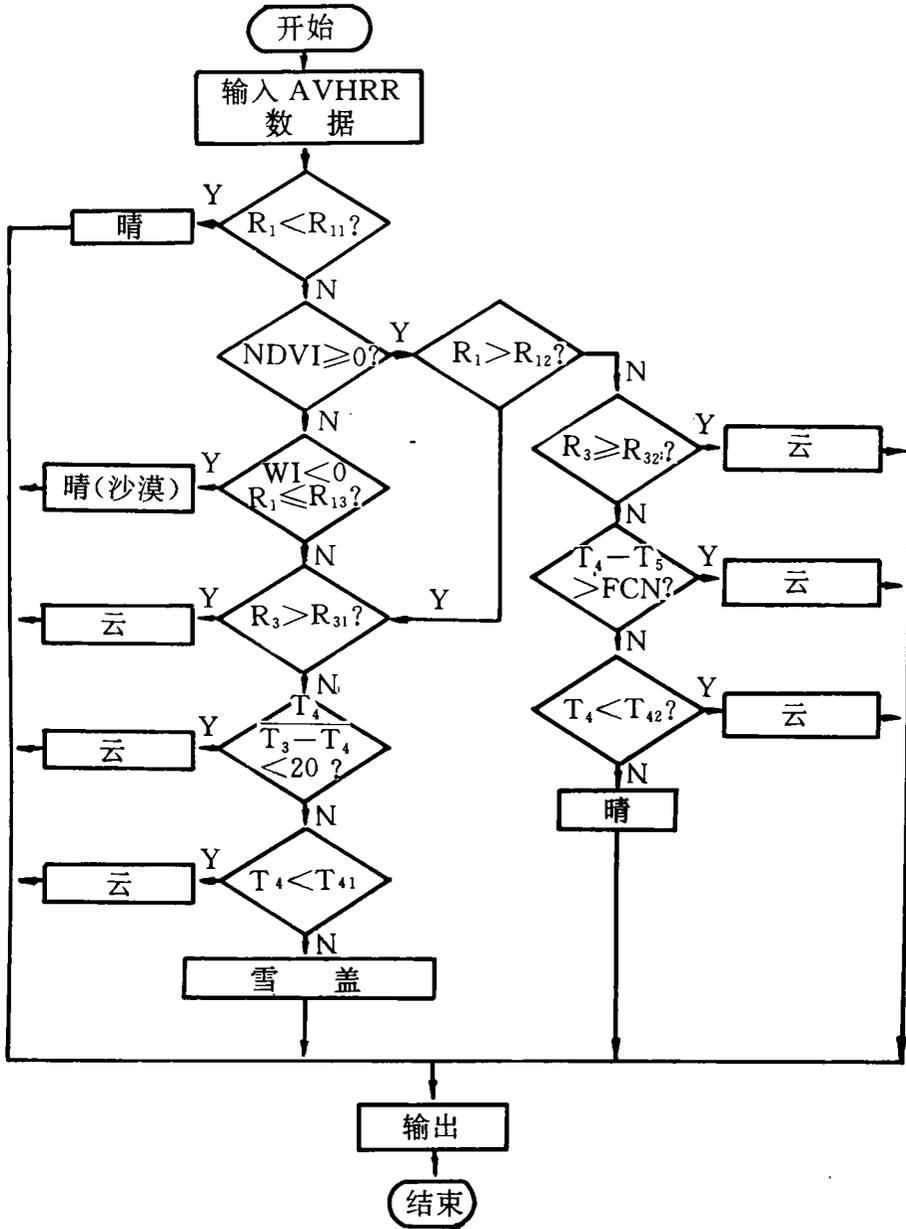


图 2 青藏高原地区云雪判别流程图

($R_{11}, R_{12}, R_{13}, R_{31}, R_{32}, T_{41}, T_{42}$ 等为随季节变化的阈值)

确定判别门限值;然后将这些阈值代入实际卫星资料进行判别测试检验,对确定的阈值做进一步修正;在反复测试检验基础上总结出一组适合于青藏高原地区使用的阈值。图 2 是青藏高原和新疆地区云雪判别流程图。图中所用门限值就是根据卫星资料状况,并且针对青藏高原的气候资料及地型特点反复试验而确定的,具有一定的区域特征。按上述判别

过程对输入的 AVHRR 资料逐点进行判识就可以基本消除云的影响,保留晴空区数据。

3.2.5 多时次合成

由于高原地区对流云系发展旺盛,很难得到同一时次的大范围的晴空区数据,因此,青藏高原地区晴空数据的提取还需要依赖于多时次资料的合成。在资料合成处理中,充分考虑了太阳同步轨道卫星对地观测覆盖区域的周期性变化,按 9d 一个覆盖周期的变化规律,首先将相同覆盖区的卫星数据以可见光通道为主进行多时次数据的最小反射辐射合成;其目的主要是为了完全消除云的“污染”,获取大范围的晴空数据。

4 结果分析

表 2 青藏高原几个测站 1979 年 5—8 月的平均地表反照率^[9]

测站	狮泉河		那曲		拉萨		林芝		格儿木		玉树		昌都	
	I	II												
5 月	0.28	0.29	0.22	0.26	0.24	0.24	0.19	0.28	0.31	0.27	0.20	0.24	0.24	0.24
6 月	0.27	0.26	0.21	0.24	0.22	0.22	0.17	0.30	0.27	0.25	0.21	0.23	0.23	0.23
7 月	0.25	0.25	0.19	0.22	0.19	0.23	0.16	0.29	0.20	0.20	0.20	0.20	0.21	0.24
8 月	0.28	0.23	0.20	0.20	0.17	0.19	0.16	0.21	0.20	0.20	0.20	0.20	0.21	0.21

表 3 青藏高原上各种自然表面的平均地表反照率^[10]

下垫面	反照率	下垫面	反照率	下垫面	反照率
沙漠	0.35	耕地	0.20	山地栗钙土	0.15
石膏戈壁	0.30	谷地沼泽	0.14	冷杉顶	0.14
盐化戈壁	0.20	灰棕荒漠土	0.25	针阔叶林	0.15
荒漠	0.28	灰钙土	0.25	一年生农作物	0.20
荒漠草原	0.26	淡棕钙土	0.23	常绿阔叶林	0.17
高山干草原	0.24	沼泽盐壳	0.30	灌木草原	0.18
草甸草原	0.21	暗棕钙土	0.14	松树顶	0.14
内陆盐土	0.30	高山寒漠土	0.18	冰川、雪盖	>0.50
山地褐土	0.20	谷地黑钙土	0.14	湖泊面	0.08

图 3 是利用 NOAA-12 AVHRR 卫星资料计算的 1992 年 5—8 月的月平均地表反照率等值线图,底图采用等经纬度投影,数据分辨率为 2.5(经度)×2.5(纬度),图中同时标出了 7 个参考站点的位置(A—G)。为了对结果进行真实性检验,需要有匹配的实测资料。而迄今为止,只有 1979 年高原科学考察试验期间曾对其地表反照率作过较为系统的观测,表 2 列出了 1979 年考察试验期间青藏地区相应 7 个热源站和日射站 5—8 月的月平均地表反照率测值(I)与卫星资料计算的 7 个参考站点的地表反照率(II),表 3 是几种自然表面的平均地表反照率。将图 3 与表 2,表 3 相比较,可以看出利用卫星资料反演得到的反照率在大部分区域内与实测值吻合得很好,只在局部区域有出入,例如林芝地区。从各月反

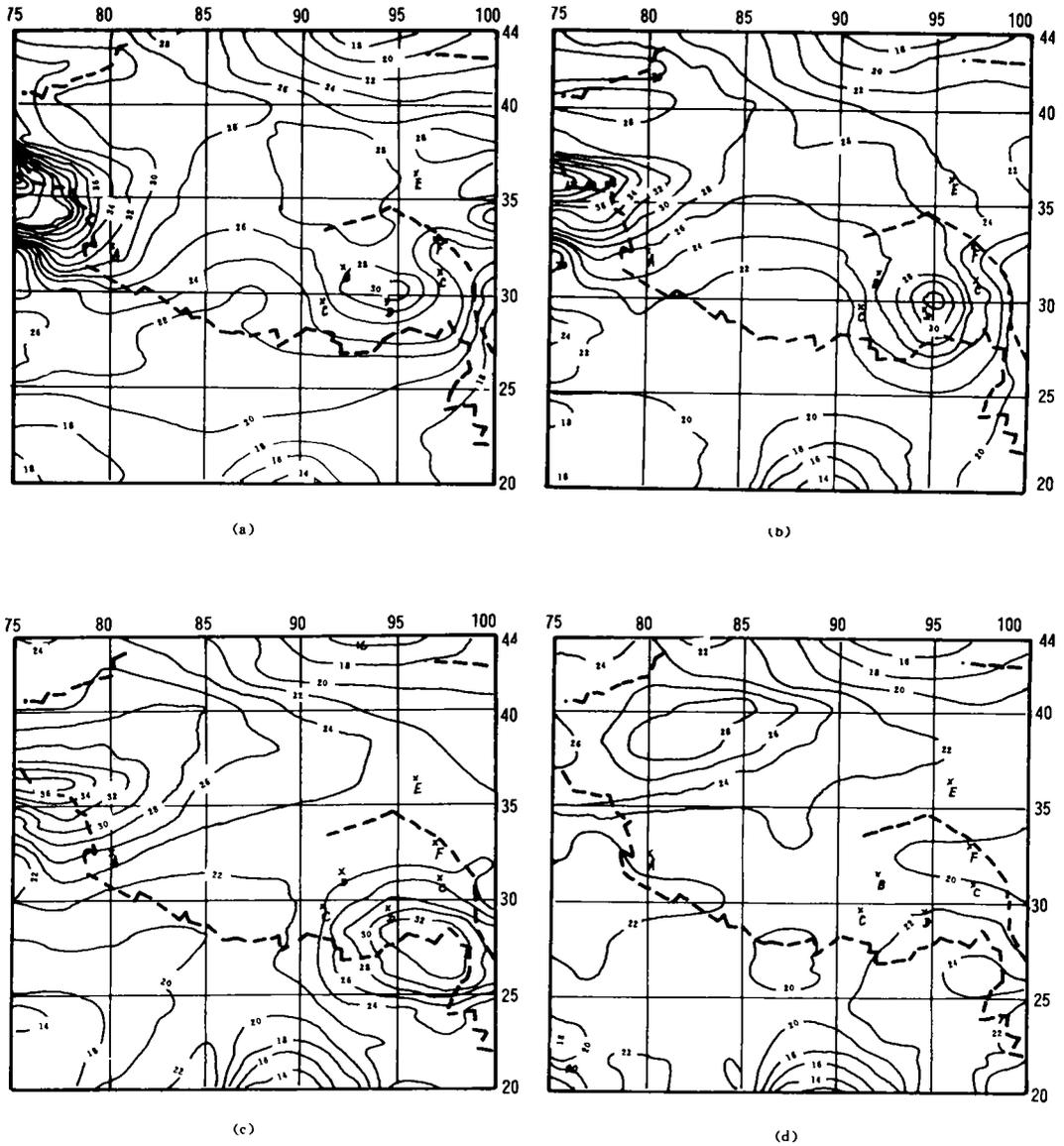


图3 青藏高原地区1992年5月(a)、6月(b)、7月(c)、8月(d)月平均地表反照率图

演图中可以清楚地看到,无论是作为荒漠类型的狮泉河、草甸草原类型的玉树和昌都、荒漠盐碱戈壁类型的格尔木,还是高山草原类型的拉萨,其反演反照率都与实测反照率相当。例如,5—7月狮泉河地区的反照率为27%左右,拉萨、昌都及一江两河地区的为24%左右,沙漠地区的为30%以上,都与实测值极为接近;而帕米尔高原上昆仑山脉西缘及喜马拉雅山脉东端的冰川积雪区反照率在35%以上,明显高于周边地区,这与实际状况是一致的,这初步证实了卫星资料反演结果的可靠性。

从卫星资料反演的月平均反照率分布图中,可以发现,青藏高原地区的反照率在分

布与变化上有以下几个特点:

(1) 青藏高原地区各月的反照率分布, 都明显的地带性, 并且, 除了横断山脉一带, 从东南向西北递增, 与青藏高原地区的自然地理带的分布特征大致吻合。造成这种规律性分布的主要原因是青藏高原的气候因素。高原自东南湿润向西北寒冷干旱变化十分清楚, 从而表现明显的森林—草甸—草原—荒漠地带更迭, 引起反照率, 尤其是夏季反照率, 同样依此呈带状分布更迭, 表现为由东南部湿润森林区的 16% 向西北逐渐变为草甸的 20%—22%, 干草原的 24%—26%, 荒漠的 26%—28%, 西北戈壁沙漠的 30%。

(2) 青藏高原上自然景观复杂多变, 地貌类型丰富, 其上的地表反照率几乎包括了陆地上各种自然表面的平均反照率, 卫星反演的反照率资料因其较高的分辨率及实时性, 客观地体现了不同的下垫面类型的反照率状况。

(3) 雪盖面积对青藏高原地表反照率的影响极大, 积雪覆盖地区的反照率明显地高于无雪区, 呈现反照率高值区随积雪而分布的现象。但不足的是由于等值线图的分辨率较低, 喜马拉雅山地区的永久积雪对反照率的影响没有充分反映出。

(4) 青藏高原的月平均地表反照率有明显的月季变化及季间变化。逐月分析反演的反照率分布图, 可以看到高原 1992 年地表反照率在 3 月份最高, 在 8 月份最小, 最明显的转折出现在 6—7 月。若以 3, 4, 5 月份代表春季, 6, 7, 8 月份代表夏季, 从计算的春、夏两季的反照率分布可以发现, 季间的变化相当显著, 尤其是高原四周的季节性积雪区, 最大差异可达 24%, 而西南边缘和南部高原的季间变化较小, 这可能源于其所处的气候条件常年比较稳定。引起月际及季间变化的原因主要有两点: 其一, 积雪面积的变化, 春季积雪面积较夏季大。其二是地表植被、土壤湿度等因素的变化。冬春季的地表植被稀疏, 裸土为多, 土壤干燥, 而到了夏季, 随着天气回暖及 6 月下旬雨季的来临, 雪盖减少, 植被复苏茂盛, 土壤湿度增加, 导致地表反照率下降。

虽然反演的反照率在大部分区域与实测值较一致, 但也反映出了局部的差异。如林芝、那曲两个站点的反照率差异(反演-实测)就相对稍大。造成卫星反演反照率与实测参考反照率的差异的原因有以下几个方面: (1) 这两种资料不是匹配的, 其间有时间差, 两次测量所对应的地表状况尤其是积雪状况各不相同, 大气特性也有所差异; (2) 实测参考值本身的误差。这里面包括仪器误差, 站点数量及其时空分布, 测量值的代表性, 以及人工分析误差等因素; (3) 反演方法本身的误差。这包括仪器因素、计算方法、及资料质量等。如该年 8 月南部高原部分缺值必然带来一定的误差, 另外云检测能否完全消除云污染将直接影响到反照率的数值大小。

由于计算方法、资料质量以及云检测的不足可能会给反照率计算带来某些误差, 但由于卫星资料具有较高的时空分辨率, 随着反演方法的不断改进有可能获得更为准确的大范围的地表参数, 反映其更可靠的时空信息, 这无疑将对地表监测和常规资料扩充大有裨益。

5 结 论

分析结果表明:

(1) 多通道阈值判识法能较好的消除云的影响, 提取晴空反射辐射; 但阈值的选

取必需建立在反复试验的基础上,而且需随地区,季节和卫星而改变。

(2)以 9d 为周期合成计算大范围晴空行星反照率的方法是可行的,符合卫星轨道漂移规律。

(3)虽然使用两组系数计算的青藏高原地表反照率结果基本一致,但是不同地区的地表反照率最好按地表覆盖类型建立不同的回归系数进行计算。

(4)复杂的大气散射和吸收给卫星测值造成很大的影响,在初步计算试验中未做准确的订正,今后的研究中必须进一步考虑大气削弱订正。

总之计算试验表明,本文所使用的计算方法基本合理,可以用于计算青藏高原地区地表反照率;但为了获取全国不同地区的地表反照率数据,还需要对计算判识方法做进一步的改进。

参考文献

- [1] 祝昌汉,朱福康,刘玉洁. 青藏高原晴空行星反照率与地表反照率的研究. 科学通报, 1990, 20: 1563—1565.
- [2] 钟强. 应用 AVHRR 的卫星辐射资料计算青藏高原地区的行星反照率与射出长波辐射. 高原气象, 1984, 3(2): 1—9.
- [3] 钟强,吴士杰. 利用 AVHRR 资料计算青藏高原地区地表反照率的方法. 高原气象, 1985, 4(3): 193—203.
- [4] Chen T S, Ohring G. On the relation between clear-sky planetary and surface albedo. J Atmos Sci, 1984, 41: 156—158.
- [5] Robert C A, Philip A D, Carlyle H W. Snow/cloud discrimination with multispectral satellite measurements. J Climate Appl Meteor, 1990, 29: 994—1004.
- [6] Gutman G, Tarpley D, Ohring G. Cloud screening for determination of land surface characteristics in a reduced resolution satellite data. Int J Remote Sensing, 1987, 8(6): 859—870.
- [7] Kidder S Q, Huey T W. Dramatic contrast between low cloud and snow cover in daytime 3.7 μ m imagery. Mon Wea Rev, 1984, 112: 2345—2346.
- [8] Stowe S, Gutman G. Global distribution of cloud cover derived from NOAA AVHRR operational satellite data. Adv Space Res, 1991, 11(3): 51—54.
- [9] 谢贤群. 青藏高原 1979 年 5—8 月的地表反照率. 青藏高原科学实验文集, 1984, 2: 17—23.
- [10] 郑度,张荣祖,杨勤业. 试论青藏高原的自然地带. 地理学报, 1979, 34(1): 1—11.

THE RESEARCH AND CALCULATION OF SURFACE ALBEDO OVER TIBETAN PLATEAU FROM SATELLITE DATA

Fang Zongyi Liu Yujie Lin Manyun
(*Satellite Meteorological Center, CMA, Beijing, 100081*)

Abstract

Surface albedo is an important factor of climate system. Tibetan Plateau is a sensitive area to climate. Accurating deriving the surface albedo will be very helpful to numerical simulations and climate research. But it's almost impossible to get a succession of high resolution surface parameters over the whole Plateau with conventional observation.

After doing the discrimination among cloud, snow and snow-free land, a 9-day-composing method to extract clear sky planetary albedos over Tibetan Plateau (20—45° N, 75—100°E) is used. And then to calculation monthly mean surface albedos. One year data of 1992 have been processed.

Some conclusions can be drawn as following:

- (1) It's feasible to derive surface albedo over Tibetan Plateau from satellite data. The retrieval results are trust worthy.
- (2) The results of the derived surface albedos fit the natural ground feature perfectly.
- (3) The variations of the surface albedos are dependend on months and seasons.
- (4) The change of the snow cover has a notable effect on surface albedos.

Key words: clear-sky planetary albedo, surface albedo, AVHRR data.