

文章编号: 1007-4619 (2000) 03-178-05

# 中国地表积雪动态分布及反照率的变化

徐兴奎, 田国良

(中国科学院 遥感应用研究所遥感信息科学开放研究实验室, 北京 100101)

**摘 要:** 地表特征和下垫面物理性质在时空分布上的差异, 造成地表能量分布的不均。地表积雪由于其分布广、反照率高、季节性强等特点, 对局地气候乃至全球气候变化都具有深远的影响。遥感动态监测地表特征的变化和反演大面积反照率是一种实际有效的技术手段, 该文应用遥感技术, 分析研究了我国地表积雪分布和反照率的动态变化。

**关键词:** 反照率; 地表特征模式

**中图分类号:** TP702 **文献标识码:** A

## 1 前 言

地球系统具有明显的开放性, 系统能量的收支基本保持平衡, 但由于地球的各种运动和纬度的不同, 使能量的分布在时空上又明显不均一, 导致大气、海洋、冰雪层、陆地和生物发生重大变化。地表是陆地、海洋、冰雪、生物圈、大气圈不断相互作用的整体, 到达地表的能量, 由于地表覆盖类型的多样性和多变性, 使得能量在区域尺度上重新分配, 造成地一气之间能量、动量和质量交换的平流差异, 从而深远地影响着局地、区域乃至全球气候变化。

地球表面的半球反射率作为一个非常重要的物理参数, 定量地描述了到达下垫面上的能量在地一气之间的分配, 不同的下垫面具有不同的反照率, 而这往往是形成区域气候差异的原因。半球反照率定义为  $2\pi$  空间、太阳波谱范围内下垫面辐射出能量与太阳入射能量之比, 但由于太阳高度角的变化, 光线在一天不同时刻所经的光学路径长度不同, 一天中太阳波谱的成份有较大的变化。日出日落时, 太阳波谱中中波成分较多, 中午时分, 太阳波谱中短波成份较多, 因而, 一天当中, 不同时刻下垫面在  $2\pi$  空间中的反照率是不同的。除此而外影响下垫面反照率的因子还包括: 下垫面的颜色、粗糙度、土壤湿度等。由于作用面的反照率差异, 不仅影响反射辐射,

而且也影响总辐射<sup>[1]</sup>, 因为作用面反射的来自作用面上空的反射辐射不同, 引起作用面上散射到达量的差异。

积雪是地球表面分布极广的一种下垫面类型, 并且随季节的变化非常明显, 因而对区域气候的形成具有明显的效应, 积雪对气候的影响主要是其巨大的短波反射率、很强的长波辐射能力和极其低的导热性。由于积雪表面的高反照率特点, 它对各地冬季气候的形成起着重要的作用, 即使在低纬度地区, 一次特大的降雪过程也会产生明显的区域气候效应<sup>[2]</sup>。根据研究<sup>[3]</sup>在个别月份, 我国地表反照率的分布由低纬度到高纬度, 反照率显著增加, 其中有雪被和无雪被是很重要的分界, 这也直接影响到纬向环流的分布。

遥感动态观测技术以其观测面积大, 周期短等特点非常适合于大面积积雪的动态变化监测, 由于积雪在可见和红外波段都具有显著的特征, 因而覆盖面积的提取相对较为容易, 同时, 应用遥感观测技术反演反照率也是一个非常科学和合理的手段。与以往气候观测和模拟不同的是遥感反演反照率, 有地表特征模式的支持, 一次获得的是面上的反照率, 这样可以部分或完全的消除平流的影响(点上的模式在面上的应用)。目前反照率的遥感反演技术已经相当成熟, 各种模型也在区域应用中取得了很好的效果<sup>[4-7]</sup>。

收稿日期: 1999-02-09; 修订日期: 1999-10-15

基金项目: 1997-中国科学院资源与生态环境研究重点KZ952-SF-303项目资助。 Publishing House. All rights reserved. <http://www.cnki.net>

作者简介: 徐兴奎(1966—), 男, 齐齐哈尔市人, 博士生。获得中国科学院地理所气候学硕士学位, 现就读于中国科学院遥感应用研究所, 主要从事地表能量分布、地-气相互作用等领域的研究, 已发表文章2篇。

## 2 中国地表积雪动态分布提取

积雪和云在可见光和红外波段具有相似的光谱特性,这也是影响积雪判别精度的最主要因素。我们数据源为1997年全年的NOAA气象卫星AVHRR数据,每天3个时相,按照极射Mecartor投影,分5个通道拼成全国图像,共365天。所以首先进行云和雪的鉴别,为了保证精度,应用AVHRR数据进行云雪差别必须同时应用多个通道多个参数,应用逐步逼近方法,分5步完成云雪的识别:

- (1) 可见光反射率测试  $\rho_{chl} > W_1$ ;
- (2) 植被指数测试  $NDVI \leq W_2$ ;
- (3) 3, 4通道亮温测试  $T_3 - T_4 \geq W_3$ ;
- (4) 4通道亮温测试  $T_4 > W_4$ ;
- (5) 3通道反射率测试  $\rho_{ch3} < W_5$ .

$\rho_{chl}$ ,  $\rho_{ch3}$ 为第1, 3通道反射率;NDVI为归一化植被指数;  $T_4$ ,  $T_3$ 为第4, 3通道亮温;  $W_n$  ( $n=1, 2, \dots, 5$ )是门限值。

大气是影响各种地物光谱特征的重要因素,即使是同一种地物,由于处于不同的气候区域,其光谱也不同,所以门限值  $W_n$  因地区而易,我们根据中国气候区划,将全国分为22个气候区域<sup>[8]</sup>,以旬为单位,先以目视判别选取分布于各个气候区域的积雪,统计各区域的门限值分布,然后采用逐步逼近法应用计算机自动识别、数据编码,制作各月积雪分布数据库。按照各月积雪面积的变化和覆盖时间的长短,将全国地表积雪分为10个变化量级(图版I图1),图中数字表示一年中积雪覆盖的月数;F表示常年积雪区。

## 3 雪面反照率的反演

雪被具有极大的短波反射率、很强的长波辐射能力。雪面的反射率随着雪被状态不同变化很大,在可见光和近红外波段(0.4—1.1  $\mu\text{m}$ ),新雪的反射率一般为72%—82%,紧密、干燥而洁净的雪的反射率可达86%—95%,陈雪的反射率50%—70%,而孔隙很多的大量浸水的雪被的反射率甚至小于30%。在融雪期间,由于雪被中积聚的微细泥沙等混合物的浓度随着雪被厚度减缩而增大,同时随着融雪强度增加和雪被厚度减缩,雪的湿度增大和再结晶加强,因此雪被反照率是随着雪被的厚度减小而降低的。根据观测<sup>[9, 10]</sup>,由于水汽的不断扩散,

雪的颗粒化影响不断增加。它对温度的依赖是和水汽压成比例的。在有稳定积雪的地区,雪面污染对反照率的影响非常显著,工业污染比较严重的地区,其雪面反照率相对小一些。

在无稳定积雪的地区和时段,在降雪、积雪和融雪过程中,地表反照率经历着很大的变化过程,幅度从0.80—0.20左右。由于纬度的差异,这一过程持续的时间长短差别很大,就日变化而言,雪面对太阳总辐射的反照率往往中午附近最大,随太阳高度降低而减小(图2),这与其它一般下垫面的反照率随太阳高度降低而增大的变化趋势正好相反。这是因为太阳高度越低,太阳辐射越趋向于长波方面的缘故。

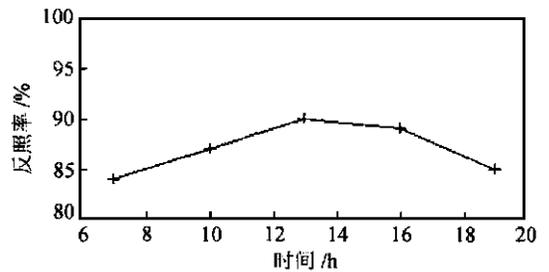


图2 地表雪面平均反照率的日变化  
Fig. 2 Diurnal mean trend of snow

### 3.1 积雪表面反照率分波段反演方法

积雪由于存在的时间不同和表面物理状态不同,其光谱反射率会有很大的差异(图3),但不同物理状态的积雪,当波长  $\lambda < 0.7 \mu\text{m}$  时,光谱反射率相对平衡,当波长  $\lambda > 0.7 \mu\text{m}$  时,光谱反射率呈下降趋势。根据 Wiscombe *et al.*<sup>[9]</sup>的气候模型和 Anderson<sup>[10]</sup>的实验观测数据,我们将遥感反演技术应用于模型之中,分别计算  $\lambda < 0.7 \mu\text{m}$  (紫外和可见)和  $\lambda > 0.7 \mu\text{m}$  (红外)两个波段的反照率。

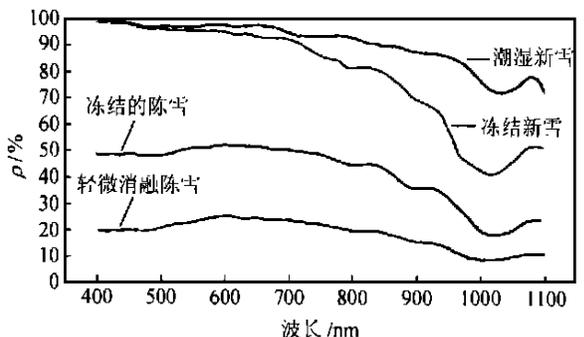


图3 不同状态积雪光谱分布  
Fig. 3 Spectral distribution of different snow state

积雪表面在  $\lambda < 0.7 \mu\text{m}$  和  $\lambda > 0.7 \mu\text{m}$  两个波段的表面反照率可表示为:

$$\alpha_v = \alpha_{vD} + 0.4f(z)[1 - \alpha_{vD}] \quad (1)$$

$$\alpha_{IR} = \alpha_{IRD} + 0.4f(z)[1 - \alpha_{IRD}] \quad (2)$$

这里  $\alpha_v$  为反照度 ( $\lambda < 0.7 \mu\text{m}$ );  $\alpha_{IR}$  为反照度 ( $\lambda > 0.7 \mu\text{m}$ ), 下标  $D$  表示散射光的反照度。

$$\alpha_{vD} = [1 - C_S F_{AGE}] \alpha_{v0} \quad (3)$$

$$\alpha_{IRD} = [1 - C_N F_{AGE}] \alpha_{IR0} \quad (4)$$

$$C_S = 0.2, C_N = 0.5$$

其中:

$\alpha_{vD} = 0.95$ , 表示可见光在太阳天顶角小于  $60^\circ$  时斜射到新雪面时的反照度。

$\alpha_{IRD} = 0.65$ , 表示近红外波段在太阳天顶角小于  $60^\circ$  时斜射到新雪面时的反照度。

$f(z)$ : 由于太阳天顶角  $z$  超过  $60^\circ$ , 雪在可见光波段反照度的增加量, 它的值在  $0.0-1.0$  之间。

$C(z)$  为太阳天顶角的余弦值。

$F_{AGE}$  为雪龄的变化形式, 表示在太阳高度角小于  $60^\circ$  时由于雪的老化而使得雪的反照度变小的级别。

$$f(z) = \frac{1}{b} \left[ \frac{b+1}{1+2bC(z)} - 1 \right] \quad (5)$$

当  $C(z) > 0.5$  时,  $f(z) = 0$ 。对于雪,  $b = 2.0$ 。

随着时间的增长, 雪将颗粒化, 而且表面将附着着很多的不干净物质, 雪龄的参数化方案为:

$$F_{AGE} = \tau_{\text{snow}} / [1 + \tau_{\text{snow}}] \quad (6)$$

雪的无量纲年龄随时间将不断增加

$$\Delta \tau_{\text{snow}} = \tau_0^{-1} (r_1 + r_2 + r_3) \Delta t \quad (7)$$

在(7)式中,  $\Delta t$  表示最表层积雪从产生到目前的时间累计(s);  $\tau_0^{-1} = 1 \times 10^{-6} (\text{s}^{-1})$ ;  $r_1, r_2, r_3$  是描述积雪老化程度的 3 个无量纲参数,  $r_1$  表示由于积雪升华, 表面不断的结晶、颗粒化而反映的老化程度, 参数化方案为:

$$r_1 = \exp \left[ 5000 \left( \frac{1}{273.16} - \frac{1}{T_s} \right) \right] \quad (8)$$

$T_s$  为积雪表面温度(K)。

$$r_2 = r_1^{10} \leq 1 \quad (9)$$

$r_2$  表示由于积雪融化, 表层液态融水含量所反映的积雪老化程度。  $r_3$  表示积雪表层污物和烟灰含量所反映的积雪老化程度, 这里  $r_3 = 0.3$ 。

当某地区有新的降雪时, 雪龄将按照(7)式重新累加计算。新雪的判断应用 NOAA-AVHRR 第 1 通道的反射率, 根据各种物理状态下新雪的实测光谱

反射数据<sup>[11]</sup>, 新雪在 NOAA 第 1 通道波段范围 ( $0.58-0.68 \mu\text{m}$ ) 的反射率在 90% 以上, 所以我们将 0.90 作为一个判断新雪和陈雪的阈值。

积雪表面温度  $T_s$  的计算采用遥感技术中的分裂窗反演模型, 但由于新雪和陈雪的物理性质明显不同, 所以采用不同的分裂窗反演模型。新雪温度反演的表达式为<sup>[12]</sup>:

$$T_s = A_0 + P \frac{T_4 + T_5}{2} + M \frac{T_4 - T_5}{2} \quad (10)$$

$P, M$  是和下垫面热状况和物理状态相关的两个参数, 由第 4, 5 通道的比辐射率可求得。

$$\left. \begin{aligned} A_0 &= 1.274 \\ P &= 1.0 + 0.15616 \frac{(1-\epsilon)}{\epsilon} - 0.482 \frac{\Delta\epsilon}{\epsilon^2} \\ M &= 6.26 + 3.98 \frac{(1-\epsilon)}{\epsilon} + 38.33 \frac{\Delta\epsilon}{\epsilon^2} \\ \epsilon &= \frac{\epsilon_4 + \epsilon_5}{2} \\ \Delta\epsilon &= \epsilon_4 - \epsilon_5 \end{aligned} \right\} \quad (11)$$

陈雪温度反演模型为<sup>[13]</sup>:

$$T_s = T_4 + 1.505^* (T_4 - T_5) + 1.164 \quad (12)$$

$T_4, T_5$ : 分别为第 4, 5 通道亮温(K);  $\epsilon_4, \epsilon_5$ : 为第 4, 5 通道的比辐射率, 对于新雪(第 1 通道反射率大于 90%),  $\epsilon_4 = 0.997, \epsilon_5 = 0.996$ 。

### 3.2 积雪表面反照率全波段反演方法

雪被对辐射的反射具有明显的选择性, 雪面强烈的反射只限于短波光谱区, 在靠近紫外区和可见光谱区 ( $0.3-0.7 \mu\text{m}$ ) 反照率为 80%—90%, 但靠近红外区  $0.8-1.5 \mu\text{m}$ , 反射率便随波长的增大而迅速地减小。对波长较长的光反射都很弱。对红外区  $10 \mu\text{m}$  附近的光波则能全部吸收, 因此雪被对长波的辐射能力接近于黑体。由于积雪在可见—红外波段反射率减小得非常快, 而 NOAA-AVHRR 第 1, 2 通道只代表两个狭窄波段的反射率, 因此在可见—中红外波段, 将积雪划分为 4 个部分,  $0.30-0.725 \mu\text{m}$  波段, 占总入射能的 52.6%;  $0.725-1.0 \mu\text{m}$  波段, 占总入射能的 23.2%;  $1.0-1.4 \mu\text{m}$  波段, 占总入射能的 13.0%;  $1.4-4.0 \mu\text{m}$  波段, 占总入射能的 11.2%。由于通过 NOAA 观测数据, 不能得到在  $1.0-1.4 \mu\text{m}$  和  $1.4-4.0 \mu\text{m}$  波段范围的反射率, 根据 Brest<sup>[5]</sup> 的研究, 这两部分的反射率分别占第 2 通道反射率的 63.0% 和 6.5%, 所以, 积雪表面反照率的反演模型表示为:

$$A = 0.526 \rho_{\text{CH1}} + 0.232 \rho_{\text{CH2}} + 0.130[0.630 \rho_{\text{CH2}}] + 0.112[0.065 \rho_{\text{CH2}}] \quad (13)$$

A: 0—4.0  $\mu\text{m}$  范围反照率;  $\rho_{\text{CH1}}$ 、 $\rho_{\text{CH2}}$ : 分别为经过大气校正后第1、第2通道反射率。

## 4 计算过程和分析

积雪是一种很不稳定的下垫面,其分布季节性较强,并主要分布于我国东北部、西北部和西南部等地区,在这些地区,有些地表原为针叶林、阔叶林和灌木林等植被所覆盖,而一次降雪过程,部分降雪被植被截留,部分渗漏到地表,所以在植被覆盖地区,要首先计算积雪的覆盖率。植被覆盖地区积雪覆盖率可以表示为降雪量和下垫面空气动力学粗糙度的函数<sup>[14]</sup>,降雪量采用气象台站观测数据,粗糙度可由地表植被覆盖类型数据库和物候数据库等求取<sup>[15]</sup>。将积雪覆盖率作为卫星观测反射率中积雪部分的权重,应用上述两种模型首先计算每天的地表积雪反照率,最终得到12个月地表积雪月平均反照率。

图版I图4所示的结果为我国地表积雪分布最广泛的第一和第四季度的平均反照率,由结果可以看出,第四季度在 $\lambda < 0.7 \mu\text{m}$ 、 $\lambda > 0.7 \mu\text{m}$ 和全波段反照率几乎都明显高于第一季度,原因可能在于第一季度积雪包含大量的上年陈雪,而且气温具有升高趋势,地表积雪融化并再结晶,使反照率下降;在第四季度反照率中,当年降雪反照率占有较高的权重,因而反照率要高于第一季度。第二和第三季度由于雪龄的增加和积雪中杂质的增多,反照率则明显降低。在空间分布上,随纬度的增加,平均反照率也增高,这与气候研究结果吻合,一般在中纬度( $60^\circ$ 以下),稳定的雪被反照率在70%左右,不稳定雪被的反照率在45%左右<sup>[3]</sup>。雪被反照率变化范围由陈雪到新雪大致为40%—95%,对于大多数地区在一年中虽然覆盖时间不长,更多的时间为林地、枯草、土壤等,反照率基本在0.05—0.30<sup>[3]</sup>之间,但由于积雪效应,使局地平均反照率陡增,大量的太阳短波入射能量被反射掉,地-气间热交换减少,气温比无雪被地区低,结果造成热力作用减弱,在局地形成冷源,平流作用的结果,必然影响到其它地区大气环流形式,如在一月份地面气温场中,我国黑龙江、新疆西北部、青藏高原地区,存在着3个低温区域,而这3个地区也正是我国积雪分布最广,覆盖时间最长的区域。积雪对地表热力作用分布的影响非常突

出,研究其空间分布和计算其反照率,可以定量地计算热力作用的分布,对于反演的精度,还有待于GCM的进一步检验。

## 5 讨论

应用遥感技术动态监测和反演,其优势非常明显,由积雪变化的监测到反照率的反演,从NOAA-AVHRR 1b数据直接就可以获得,结果也能很好地反映出地表积雪的动态变化过程。积雪的高反照率等物理特性,使得地表能量明显分布不均,地气热力作用减弱,对局地气候的形成和影响颇大,其作为地表特征模式中的一个重要成分,研究其物理特征的分布变化,对建立动态地表特征模式具有重大的意义。

## 参考文献 (References)

- [1] Fu Baopu, Weng Duming, Yu Jingming, Chen Wanlong. Micro-Climatology [M]. China Meteorological Press, 1994. [傅抱璞,翁笃鸣,虞静明,陈万隆. 小气候学[M]. 气象出版社,1994年.]
- [2] Weng Duming. Radiation Climate in China [M]. China Meteorological Press, 1997. [翁笃鸣. 中国辐射气候[M]. 气象出版社,1997年.]
- [3] Lu Yurong, Gao Guodong. Physical Climatology [M]. China Meteorological Press, 1987, 158 [陆渝蓉,高国栋. 物理气候学[M]. 气象出版社,1987, 158.]
- [4] Berthold K. P., Horn, Robert W., Sjoberg. Calculating the reflectance map [J]. APPLIED OPTICS, 1979, 18(11).
- [5] BREST C. L., SAMUEL N. GOWARD. Deriving surface albedo measurements from narrow band satellite data [J]. Int. J. REMOTE SENSING, 1987, 8(3): 351—367.
- [6] Giuseppe Zibordi and Gian Paolo Meloni. Correction of Bihemispherical Reflectance Measurements for Noncosine Response of  $2\pi$  Steradian Optics: A Methodology and Its Application to Antarctic Surfaces. REMOTE SENS. ENVIRON. 1991, 37: 55—62.
- [7] Marc Leroy, Jean-Louis Roujean. Sun and View Angle Corrections on Reflectances Derived from NOAA/AVHRR Data [J]. IEEE TRANS. GEOSCI. REM. SENS, 1994, 32(3).
- [8] Compilation of China Natural Geography. China Cartographic Publishing House, 1984. [《中国自然地理图集》. 地图出版社,1984年.]
- [9] Wiscombe, W. J., S. G. Warren. A model for the spectral albedo of snow. I. Pure snow [J]. J. Atmos. Sci., 1980, 37: 2712—2733.
- [10] Anderson, E. A. A Point Energy and Mass Balance Model of a Snow Cover. Office of Hydrology, National Weather Service, 1976, 150

信息资料汇编. 能源出版社, 1987 年.]

- [12] BECKER, F., Z. L. LI. Toward a local split window method over land surface [J]. *INT. J. Re. Sens.* 1990, **11**(3); 369—393.
- [13] Sobrino, J. A., C. Coll, V. Caselles. Atmospheric correction for land surface temperature using NOAA-11 AVHRR channels 4 and 5 [J]. *Re. Sen. Environ.*, 1991, **38**; 19—34.
- [14] Dickinson, R. E., A. Henderson-Sellers, P. J. Kenneby, M. F. Wilson. Biosphere-Atmosphere Transfer Scheme (BATS) for the NCAR Community Climate Model. ATMOSPHERE ANALYSIS AND PREDICTION DIVISION, NATIONAL CENTER FOR ATMOSPHERIC RESEARCH BOULDER, COLORADO, 1986.
- [15] Xu Xingkui, Tian Guoliang. Applying RS and GIS to Calculate Roughness Length of China [C]. '98 Advance of Remote Sensing, 1998 [利用遥感和地理信息系统计算全国月平均粗糙长度 [C]. '98 遥感进展, 中国地理学会环境遥感分会、中国科学院遥感应用研究所编, 1998.]

## Dynamic Distribution and Albedo Change of Snow in China

XU Xing-kui, TIAN Guo-liang

(LASIS, Institute of Remote Sensing Applications, CAS, Beijing 100101, China)

**Abstract:** Different land surface feature and physical characteristics cause anisotropy energy distribution. They influence on regional and global climate change because of snow wide distribution, high albedo and continuous seasonal change. Remote sensing which monitors the change of land surface feature and derives regional albedo is an effective measure. In this paper, we study dynamic distribution of snow and dynamic change of albedo through remote sensing technology.

**Key words:** albedo; land surface feature models

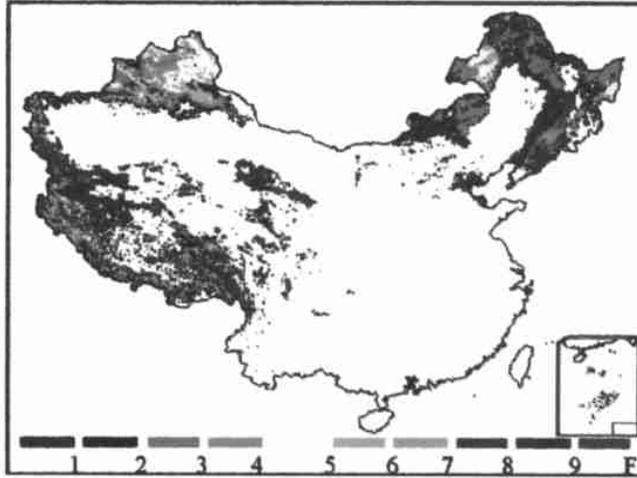


图 1 地表积雪覆盖时间尺度 (1997)

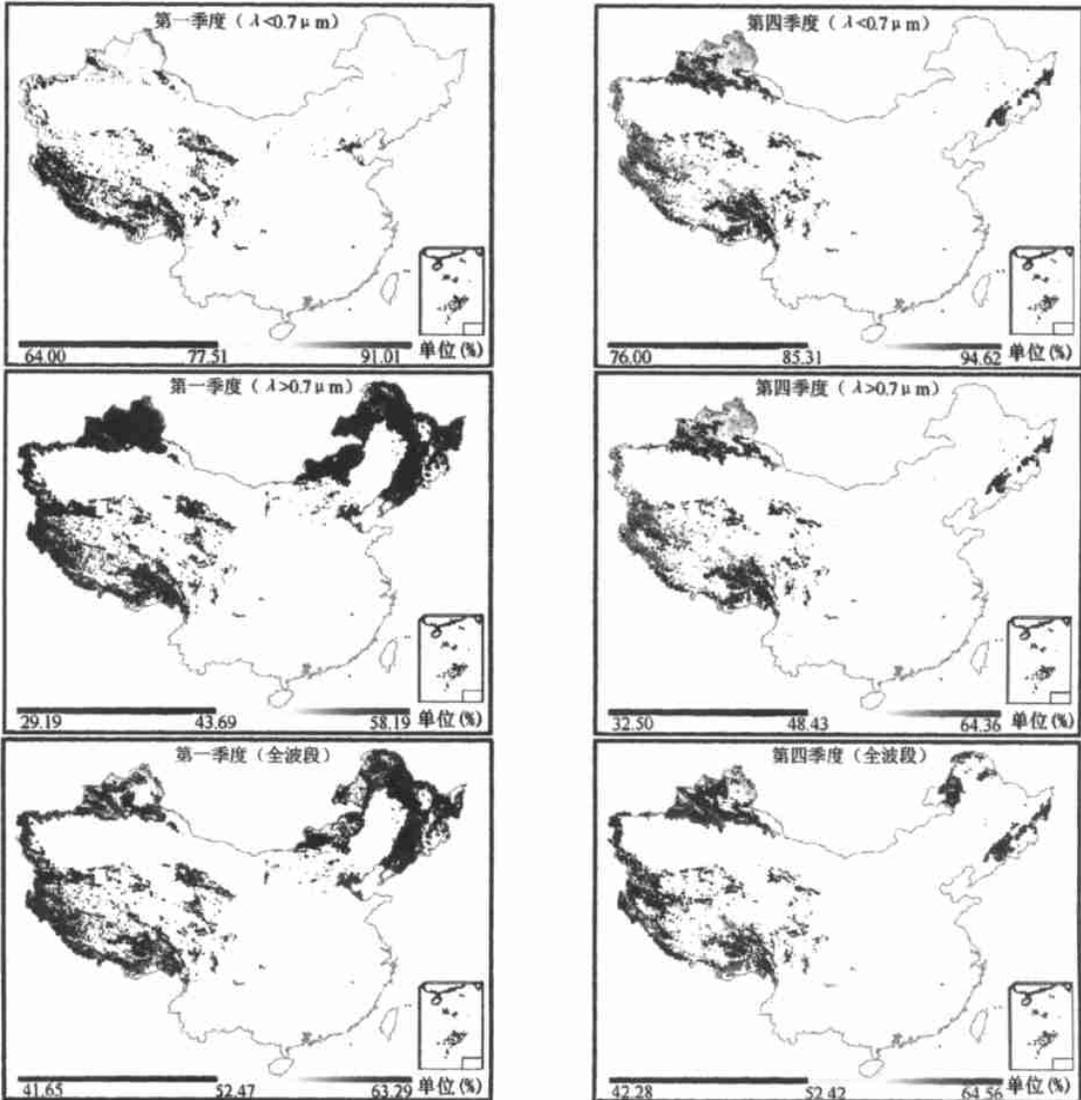


图 4 波长小于、大于  $0.7 \mu\text{m}$  和全波段的一、四季度地表积雪平均反照率