

# 中国西部积雪 SMMR 微波遥感的 评价与初步应用\*

曹梅盛 李培基

(中国科学院兰州冰川冻土研究所 730000)

D. A. Robinson T. E. Spies

(美国 新泽西州 Rutgers 州立大学 地理系)

G. Kukla

(美国 哥伦比亚大学 Lamont-Doherty 地质研究所)

1992年7月22日收稿

## 摘 要

本文根据1978—1987年OSL的可见光影像及地面台站积雪记录,评价了NASA的用微波亮温反演积雪深度的算式。还根据DEM资料,用GIS技术把中国西部分成高山、高原、低山、丘陵及盆地五个单元,分别求得各区域订正算式,并以此计算了中国西部1978—1987年各季的平均雪盖率与雪量及它们的年际变化,为本区积雪影响东亚气候研究,提供了可靠基础资料。

**关键词** 积雪微波遥感 反演算式 雪盖率 雪深 雪量

## 一、引 言

卫星积雪遥感的发展,为冰雪监测提供了新技术,弥补了地面台站不足,所造成的积雪资料不全,开辟了全球及区域积雪变化研究的新途径。

冬季积雪约覆盖北半球陆地4000余万 $\text{km}^2$ ,积雪以它高反射率及低导热率的特性,对气候环境发生深刻影响,是气候环境的重要因素之一。积雪对气温变化敏感,为监测大气 $\text{CO}_2$ 含量增加引起的全球升温,提供了信息,所以探测积雪变化已成为监测全球冷圈变化的一个重要内容。此外,积雪还是干旱、半干旱区重要淡水资源;中国西部积雪的分布与变化,深刻影响东亚甚至北半球的环流形势<sup>[1,2]</sup>。

卫星积雪遥感在可见光波段已获得广泛应用,并取得良好效果。1966年起美国已能每周向用户提供一幅北半球雪冰范围可见光影像图。但冰雪遥感可见光波段存在若干无法克服的弱点;受云况及地表照度的制约,也无法有效提供雪深等许多积雪参量。

近年来积雪微波遥感技术取得重大进展<sup>[3]</sup>,美国宇航局(NASA)首次获得全球雪量

\* 本课题为国家基金资助项目。

分布和年际变化资料<sup>[4]</sup>。于 1987 年 6 月美国又发射了一系列 DMSP 卫星，并运载有 37 GHz 及 19.3GHz（接近 18GHz）多通道专用微波影像传感器（SSM/I）<sup>[5]</sup>，这类微波传感器的运转将保证全球微波信息源持续供应。

利用多通道微波扫描辐射计（SMMR）取得地表微波辐射亮温，反演积雪深度的反演算式，是目前微波遥感的重要方面。但检验使用中也发现，中国西部（100°E 以西），尤其青藏高原地区，用 SMMR 反演的结果较之 NOAA 监测的雪盖率和美国空军全球气候中心（USAFGWC）编制的积雪深分布，相差甚远。本文试图根据美国国防气象卫星计划（DMSP）运载的实用行扫描辐射计（OSL）可见影像与我国西部气象台站积雪资料，借助地理信息系统（GIS）技术进行具体比较，评价 SMMR 监测积雪能力，并对反演算式进行分区订正；以提高 SMMR 的可靠性，满足实用要求。经订正获得了 1978—1987 年期间中国西部年平均雪盖率与雪量以及它们的年际动态变化。

## 二、资料及处理方法

地表雪盖的向上微波辐射，包括雪体及下覆地表的微波发射二部分。雪粒对微波辐射的散射，使雪盖区微波辐射随雪深及雪晶大小重作分配。因此，空间获取的微波信号，

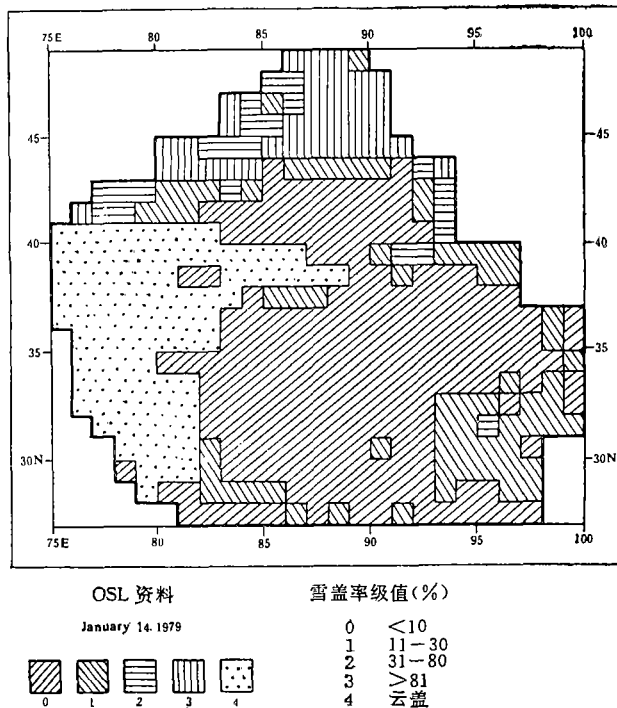


图 1 中国西部 1979 年 1 月 14 日 OSL 积雪资料(网格单元为 1°×1° 经纬度)

Fig. 1 OSL snow cover data in western China for Jan. 14, 1979

(each grid cell represents 1° of latitude by 1° of longitude)

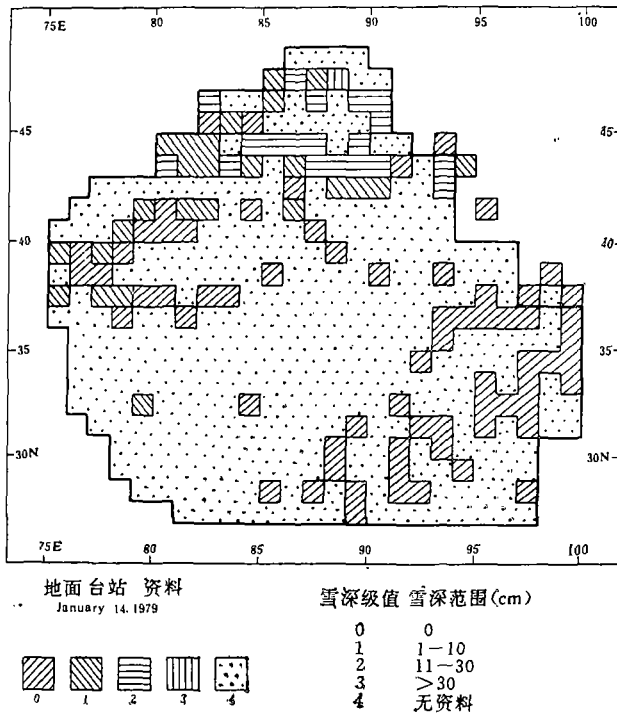


图 2 中国西部 1979 年 1 月 14 日地面台站积雪资料

Fig. 2 weather station snow cover in western China for Januraty 14, 1979

有可能被用来探测雪深。理论研究表明，星载传感器常用微波通道中 37GHz 对干雪粒的散射最敏感，频率降低时，该效应迅速减弱<sup>[6]</sup>，所以，雪深微波遥感的反演算式，通常是以 37GHz 为主因子。但雪层出现少量液态水，辐射状况将显著改变，37GHz 亮温增加约 80K<sup>[7]</sup>。NASA 的张铁钧在假定雪密度 0.3g/cm<sup>3</sup> 及粒径为 0.3mm 下，把理论计算微波亮温随干雪雪深变化的关系作线性拟合，得到微波亮温反演雪深的算式，该式雪深 (cm) 与二个通道亮温差 (K) 的线性关系如下：

$$\text{积雪深} = 1.59 \times (T_{18H} - T_{37H})$$

式中  $T_{18H}$  及  $T_{37H}$  分别为 18GHz 及 37GHz 的水平偏振亮温。它仅用于雪深少于 1m 的干雪，使用中还规定雪深低于 3cm 划作无雪地<sup>[8]</sup>。此式反演的雪深与欧洲、加拿大及前苏联大草原的地面实况相对照，有较高的符合率。

1978 年 10 月发射的雨云-7 太阳同步极轨卫星，运载着微波传感器 SMMR，<sup>①</sup>是一台测量地表辐射的五通道双极化微波辐射计。它以约 50° 固定入射角扫描地表，覆盖宽 780km，并在正午与午夜通过赤道。SMMR 每隔 5—6 天重测同一地表一次。有关特征值列于表 1。

NASA 已把 0.5° × 0.5° 经纬网格内的 SMMR 亮温，用高斯分布拟合成网格亮温均值。因此，NASA 供给用户的产品为地表 0.5° × 0.5° 经纬网格内的微波亮温分布图。为配合 OSL 判读网格单元大小，本研究把 SMMR 相邻四网格亮温平均成 1° × 1°

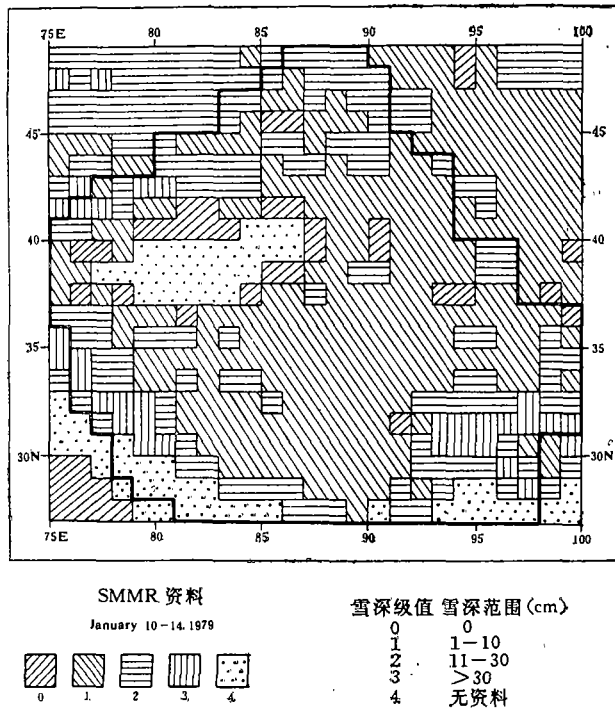


图 3 中国西部 1979 年 1 月 10—14 日 Nimbus-7 SMMR 积雪资料

Fig. 3 Nimbus-7 SMMR snow cover data in western China for January 10-14, 1979

表 1 SMMR 若干特征值

Table 1 Some characteristics of the SMMR

波长 (cm)	0.81	1.43	1.66	2.80	4.54
频率 (GHz)	37.00	21.00	18.00	10.69	6.60
空间分辨率 (km)	30	60	60	97.5	156
温度分辨率 (K)	1.5	1.5	1.2	0.9	0.9
天线波束宽(deg)	0.8	1.4	1.6	2.6	4.2

网格内亮温,对比中采用午夜过境的数据,以避免白昼日照所产生的液态水的影响。

使用的 OSL 可见光影像,其波段范围为 0.4—1.1  $\mu\text{m}$ ,幅面为 20  $\times$  28cm,比例尺为 1:1500 万,地面分辨率 2.8km<sup>[9]</sup>。上覆 1°  $\times$  1° 经纬网格透明片后,用目视判读积雪覆盖率。积雪状况用雪盖率 < 10%, 11—30%, 31—80% 及 > 80% 四级表示。由三位熟练判读人员相互校核,保证判读及分级的可靠。影像部分被云遮蔽时,用邻近日无云卫星像片的判读作补充,形成一幅网格积雪分级分布图,研究区共计 391 个 1°  $\times$  1° 经纬网格。实施中选用 5 个年度的 11 月、1 月及 3 月共计 15 幅 OSL 影像判读结果。

区内有气象台站 175 个,不但数量稀少,且分布很不均匀; 35°N 以南青藏高原上只有 29 个。即使台站较密的新疆,在高山及沙漠腹地亦仅有几个,给对比带来困难,且资料不全,只有 1978 年、1979 年有逐日积雪深记录。

上述三种资料中, SMMR 与 OSL 为面测量,互相可比。但反映积雪分布较精确的

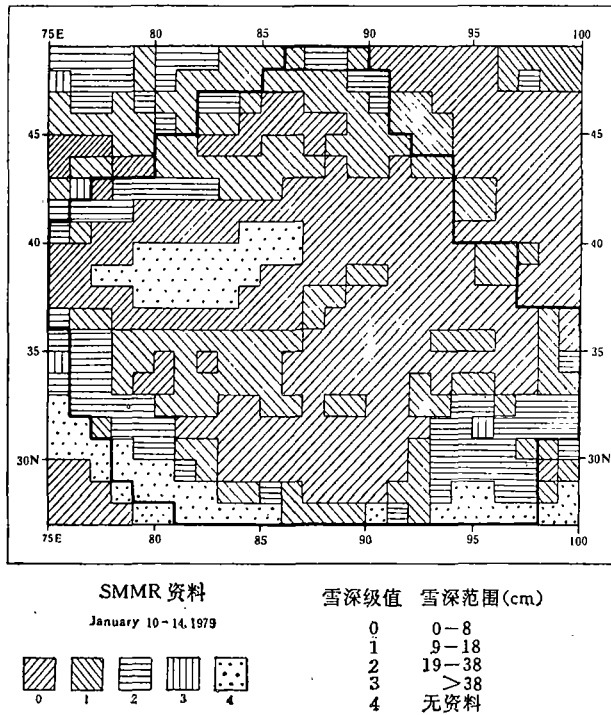


图 4 重新分级后中国西部 1979 年 1 月 10—14 Nimbus-7 SMMR 积雪资料

Fig. 4 Reclassification of Nimbus-7 SMMR snow cover data in western China for January 10-14, 1979

OSL, 不能用来监测雪深。所以, 为评价并订正 NASA 算式, 本文的实施途径是比较 OSL 的判读, 在 NASA 算式中扣除一改正项。这样的订正对线性关系的原型算式是允许的。选取订正值, 使反演的积雪分布与 OSL 最相符合, 此即为所求 NASA 订正后算式。实际比较步骤如下: 在 GIS 上先把原型算式反演的雪深, 按 0, 1—10cm, 11—30cm 及 >30cm 分成与 OSL 相应的 4 级。在每级初始雪深范围基础上同步逐次各自上移 1cm, 相应比较 SMMR 与 OSL 之间积雪分布及裸地与雪盖面积比。当某一上移值两者达最佳相符时, 此值即为 NASA 原型算式应扣除的改正值。图 1、图 2 与图 3 分别为 1978 年 1 月 14 日 OSL 影像判读结果, 台站测量的积雪分布实况及 SMMR 初始各级积雪深范围下的积雪分布。对比图 1 和图 3, 其图 3 的青藏高原积雪覆盖率明显大于图 1 OSL 的雪盖率。图 4 是 SMMR 初始各级雪深范围同步上移到 8cm 后的结果, 此时青藏高原的裸地占 58%, 最接近 OSL 的 59%。

辽阔的西部, 各地自然环境差别依然很大, 只用单一订正式, 仍难克服局地环境的影响。因此, 需把中国西部再分成几个有明显区别的地形单元, 分别进行订正。利用美国国家地球物理资料中心 (NGDF) 的数字地形模型 (DEM) 资料, 在地球资源分析支持系统 (GRASS) GIS 操作下, 按地形绝对高程及与近邻  $13 \times 13$  个  $0.08^\circ \times 0.08^\circ$  经纬网格单元间高差分异, 把中国西部再分成盆地、高原、丘陵、低山和高山 5 个地形单元。表 2 列出了每个地形单元海拔高及与周围相对高差的分级值。级值从代表平坦地形的 1 到地

表 2 中国西部据 DEM 资料划分的五个地形单元  
Table 2 The five physiographic units of western China derived from DEM data

地形单元	海拔高(m)	地形相对高差级值	占全区面积百分比(%)
盆地	1—3500	1—65	19.8
高原	>3500	1—65	31.9
丘陵	1—1000	66—127	7.0
低山	1001—3500	66—127	20.8
高山	>3500	66—127	20.5

形高差急剧变化的 127。

台站测量的点雪深与 SMMR 面测量雪深相比,在台站密度很低时缺少可比性。但结合其它对比资料,它仍有助判断分析 SMMR 资料的合理性。在与 SMMR 雪深均值比较时,按常规仍把台站雪深均值作为地面实况<sup>[10]</sup>。比较积雪范围时,则把地面有雪台站占总台数百分比作为地面雪盖率。SMMR 的雪盖率计算方法与此类同。但计算 OSL 雪盖率时,需用各级雪盖率区间的中值 0.05、0.20、0.55 及 0.90,折算所有网格雪盖率后,再换算至全区雪盖率。

### 三、结果与讨论

15 幅 OSL 与 SMMR 资料比较后, NASA 算式改正值的变化范围及其统计量均列于表 3。表中高山与高原区改正值最大,分别达 8cm 与 6cm。即未订正前,某些裸地被反演成雪盖地了。Hallikanen 也指出,第一场降雪前芬兰国林地、沼泽、农田及复冰湖泊 4 类地表  $T_{10H}-T_{37H}$  亮温差的极值可达  $-12-+8 K$ <sup>[11]</sup>, 导致某些地表被判成雪盖地。所以,他建议扣除首场降雪前地表的微波亮温差,来提高 SMMR 测雪可靠性。

表 3 NASA 雪深反演算式扣减改正值 (cm) 的计算结果  
Table 3 The resulting offsets (cm) subtracted from NASA snow cover depth retrieval equation

地形单元	统计量改正值 (cm)			改正值范围 (cm)	选用改正值 (cm)	选用改正值下 OSL 与 SMMR 雪盖率 (%) 平均差
	平均	中值	众值			
高原	8	6	6	4—16	8	2.34
高山	6	4	0,4	0—16	6	0.42
低山	1	0	0	0—5	0	4.01
丘陵	4	4	0	0—14	4	2.82
盆地	3	3	0	0—8	0	-1.15

地表不同频率微波辐射,经大气传输后出现一些变化。这样带来的亮温偏差,对湿润、低海拔地区影响有限,部分可能被其它影响因素所抵消。但寒冷干燥的青藏高原,由于大气层减薄及水汽含量的急剧减少,由此引起传输不同频率微波辐射的改变以及大气层本身向上辐射的变化<sup>[12,13]</sup>,使传感器接收来自斑状积雪分布的青藏高原地表辐射,将部

分含少量雪盖的裸地网格内  $T_{18H}-T_{27H}$  亮温差变成高于 2K, 夸大了本区的雪盖率和雪深。所以, 青藏高原海拔高对反演积雪有很大影响。但表 3 中丘陵地的改正值大于低山区, 即改正值未随海拔高度线性递增。因为它本是众多地表及气候影响因素叠加的综合结果。

不满足推导原算式的一些假定(如对雪密度假定)也会带来误差, 例如, 实际雪粒小于假定粒径 0.30mm 时, 反演的雪深将偏大<sup>[6]</sup>。我国台站尚未开展雪粒径测量, 因此暂不考虑粒径变化的订正。

位于  $44^{\circ}-45^{\circ}\text{N}$  及  $84^{\circ}-91^{\circ}\text{E}$  含 22 个  $1^{\circ} \times 1^{\circ}$  经纬网格部分的北疆盆地和  $27^{\circ}-35^{\circ}\text{N}$  间含 169 个网格的青藏高原两地区, 被选作台站点测量与空间遥感面测量进行直接对比。前者地势平坦, 有台站 25 个, 相对较密, 后者的台站密度仅为北疆盆地的 1/7。由于其独特自然环境而仍被选作粗略比较。表 4 和表 5 列出 1978 年、1979 年 11 月、1 月及 3 月中旬 OSL、SMMR 及地面台站同步测量雪盖率的比较及 SMMR 与地面台站雪深的比较, 表 4 中 11 月与 1 月的 OSL 与 SMMR 雪盖率数值较接近, 且较正确反映了地面实况。因为北疆盆地的台站绝大部分设在准噶尔盆地四周, 其腹地少雪, 所以统计结果, 台站雪盖率高出 4—13%。但雪盖变化快的消融期 3 月, 除 3 种测量时间上不完全同步外, 消融不均匀引起的斑状积雪分布等影响, 使 OSL 与 SMMR 的测量分别比台站低 12% 与高 9%。所以本区积雪在积累期原算式可靠, 与表 3 中本区改正值为零相一致。表 4 中青藏高原台站与 OSL 的测量仍靠近, 但 SMMR 的测量已比台站大 40—65%。正如表 3 所示, 高原由于大气水汽含量减少等因素影响, 需用较大改正值订正。

表 4 1978—1979 年北疆盆地及青藏高原 SMMR, OSL 及地面台站雪盖率(%)测量结果比较

Table 4 Comparison among SMMR, OSL-derived and station's percentage of snow cover (%) for northern Xingjiang and Qinghai-Xizang Plateau in 1978—1979

地 区	日期(1978—1979)	雪 盖 率 (%)		
		地 面 站	SMMR	OSL
北疆盆地	11 月 12—14	20	10	16
	1 月 10—14	92	86	79
	3 月 11—15	76	85	64
青藏高原	11 月 12—14	40	84	41
	1 月 10—14	13	83	17
	3 月 11—15	27	75	26

北疆盆地冬季的雪密度仅为原算式假定的一半, 约  $(0.15-0.20\text{g})/\text{cm}^3$ 。用实际雪密度折算后的反演雪深与表 5 中台站雪深相近, 约相差 2—5cm。所以与表 4 相同, 原式反演本区冬季雪深亦较可靠。长期温度梯度作用下的雪层, 受升华及水汽扩散影响, 雪晶可发育成粒径 3—5cm 深霜, 使 37GHz 亮温大幅度下降, 因而原式将反演成过厚雪深<sup>[4]</sup>。春季北疆盆地积雪中深霜层甚为发育<sup>[9]</sup>, 因此表 5 中 SMMR 的春季雪深过厚, 需引入深霜层影响的订正。类似雪盖率的对比, 表 5 中原式反演的青藏高原雪深异乎寻常地高于台站, 必须予以订正, 表 4 和表 5 再次证实, 积雪微波遥感的影响因素众多, 不同地形单元需要相应区域订正。

表5 1978年—1979年 SMMR 与地面台站雪深测量结果比较

Table 5 Comparison between SMMR-derived and station snow depth(cm) from northern Xingjiang Basin and Qinghai-Xizang Plateau in 1978—1979

地 区	日期(1978—1979)	雪 深 (cm)	
		地 面 站	SMMR
北疆盆地	11月12—14	6.9	1.5
	1月10—14	17.5	12.3
	3月11—15	16.8	39.5
青藏高原	11月12—14	3.3	10.9
	1月10—14	2.3	17.2
	3月11—15	2.5	12.3

表6 中国西部1978—1987各季雪盖率(%)及雪量( $10^8\text{m}^3$ )9年平均值Table 6 1978—1987 nine-year means for percentage(%) of snow cover and snow volume ( $10^8\text{m}^3$ )

地 区	秋季(9—11月)		冬季(12—2月)		春季(3—5月)	
	雪盖率(%)	雪量( $10^8\text{m}^3$ )	雪盖率(%)	雪量( $10^8\text{m}^3$ )	雪盖率(%)	雪量( $10^8\text{m}^3$ )
高原	30.4	37.9	55.6	109.5	39.6	59.7
高山	32.1	36.2	64.1	110.2	40.0	52.5
低山	23.6	21.2	63.2	123.4	36.9	68.0
丘陵	8.0	1.0	43.5	22.6	17.9	10.5
盆地	8.2	6.5	25.8	45.2	12.5	24.1
全区	23.37	102.8	52.2	410.9	32.2	214.8

1978年至1987年 SMMR 亮温资料,经区域订正后反演的雪盖率与雪量,列于表6,其中雪量是按密度比0.15,被折算成水当量体积。表中 $100^\circ\text{E}$ 以西中国境内9年平均冬季雪量为 $4.109 \times 10^{10}\text{m}^3$ ,比新疆、西藏、青海及甘肃4省(区)1980年前台站资料统计的冬季雪量 $2.88 \times 10^{10}\text{m}^3$ 约大42%<sup>[6]</sup>。因为我国西部雪资源主要在山区,而台站主要设在谷地或盆地。例如,海拔918m的乌鲁木齐站,年降雪量84.4mm,积雪日122天。而相距数10公里海拔3589m的天山站却分别为389.9mm及177天。所以遥感与台站的测量存在这样的差距。在最冷月份,中国西部高山区及青藏高原的降雪量明显减少<sup>[6]</sup>,而中低山区由于降雪量大及冷储条件好,使该区冬季雪量最大。这也在表6中得到反映。此外已有的平均积雪深等值线图上,围绕山区常形成高值中心<sup>[6]</sup>;也是台站统计偏低的一个旁证。所以,相对台站统计资料,表6所列雪储量将更符合实际。

## 参 考 文 献

- [1] 陈烈庭等,青藏高原冬春季异常雪盖影响初夏季风的统计分析。青藏高原气象会议论文集,科学出版社, pp. 151—161, 1981。
- [2] He H., et al., Onset of the Asian summer monsoon in 1979 and the effect of the Tibetan Plateau. Monthly weather review Vol.115 pp. 1966—1995, 1987.
- [3] Foster J. L., et al., An overview of passive microwave snow cover research and results. Reviews of geophysics and space physics Vol.22 No. 2 pp. 195—208, 1984.
- [4] Chang A. T. C., et al., Satellite sensor of northern hemisphere snow volume. International

- journal of remote sensing Vol. 11, No. 3, pp. 167—171, 1990.
- [5] Weaver R., et al., Passive microwave data for snow and ice research: planned products from the DMSP SSM/I system. EOS Vol.68, No. 39, pp. 776—777, 1987.
- [6] Chang A. T. C., et al., Snow water equivalent estimation by microwave radiometry. Cold regions science and technology Vol.5 No. 3, pp.259—263, 1982.
- [7] Stiles W. H., et al., Microwave remote sensing of snowpacks. NASA contractor report 3263, 1980.
- [8] Chang A. T. C. et al., Nimbus-7 SMMR derived global snow cover parameters. Annals of glaciology 9, pp. 39—44, 1987.
- [9] Robinson D. A., et al., Maximum surface albedo of seasonally snow-covered lands in the northern hemisphere, Journal of climate and applied meteorology, Vol.24, pp. 402—411, 1985.
- [10] Karl T. R., et al., The recent climate record: what it can and cannot tell us. Reviews of geophysics, Vol.27, No. 3 pp. 405—430, 1989.
- [11] Hallikainen M. T., Retrieval snow water equivalent from Nimbus-7 and weather conditions. IEEE Journal of oceanic engineering Vol. OE-9, No. 5, pp. 372—376, 1984.
- [12] 乌拉比 F. T. 等,微波遥感。科学出版社, pp. 189—194, 1988。
- [13] 周秀骥等,大气微波辐射及遥感原理,科学出版社, pp. 66—71, 1982。
- [14] Hall D. K., et al., Detection of the depth-hoar layer in the snowpack of the arctic coastal plain of Alaska, U. S. A., using satellite data. Journal of glaciology Vol.32, No. 110 pp.87—93, 1986.
- [15] 王彦龙,我国西部季节性深霜发育与雪崩关系,冰川冻土, Vol.10, No. 2, pp. 173—180, 1988。
- [16] 李培基,中国季节积雪资源的初步评价,地理学报, Vol.43, No. 2, pp. 108—118, 1988。

## EVALUATION AND PRIMARY APPLICATION OF MICROWAVE REMOTE SENSING SMMR-DERIVED SNOW COVER IN WESTERN CHINA

Cao Meisheng Li Peiji

*(Lanzhou Institute of Glaciology and Geocryology, Chinese Academy of Sciences)*

D. A. Robinson T. E. Spies

*(Department of Geograpy, Rutgers State University of New Jersey, U.S.A.)*

G. Kukla

*(Lamont-Doherty Geological Observatory of Columbia University U.S.A.)*

### Abstract

Based on several snow cover data from interpretation of OSL visible waveband images and weather station records in western China for 1978/1987, the equation of snow depth retrieval algorithm in view of the difference of SMMR brightness temperature between 18GHz and 37GHz has been evaluated and adjusted in this paper. According to DEM data the whole western China has been divided into five physiographic regions by means of GIS: high mountains, plateau, low mountains, rolling hills and basin. The regional adjusting equations of the retrieval algorithm for these five units have been gotten separately and they have been used to calculate the mean conditions and interannual dynamic changes of snow cover extent and volume for 1978/1987. The results provide the important basic data for studying the effects of snow cover in western China on East Asia climate.

**Key words** Microwave remote sensing of snow cover Retrieval algorithm  
Percentage of snow cover Snow depth Snow volume