文章编号:1000-0240(2006)05-0728-11

冰雪反照率研究进展

喜1,2

(1.中国科学院 寒区旱区环境与工程研究所 冰冻圈与环境联合重点实验室,甘肃 兰州 730000;2.中国科学院研究生院,北京 100039)

蒋

摘 要:冰雪反照率在地-气能量平衡中起重要作用,其大小取决于两个方面,即冰雪面的反射属性以及大气或天空的状况.因此,影响冰雪反照率的因素除其自身的物理属性如积雪粒径、密度、含水量、杂质和污化程度等外,云对冰雪反照率也产生影响,从而使冰雪的反照率呈现出日变化、季节变化和空间变化规律.最后,评述了利用数值模式及卫星遥感反演方法对冰雪反照率的相关研究进展.
 关键词:冰雪;反照率;日变化;季节变化;能量平衡;遥感反演
 中图分类号: P343.6 文献标识码: A

1 引言

反射率(Reflectivity)是一物体对于某一波长反 射辐射量与入射辐射量的比值,各波长反射率的积 分就是反照率(Albedo)^[1].地球上,积雪和冰面覆 盖了地球表面很大部分面积,尤其在极地区域,相 对其它自然地表,冰雪面对太阳辐射具有较高的反 照率,使入射的太阳辐射能量仅有很少部分被冰雪 覆盖区域所吸收. 地球表面反照率的细微变化, 会 影响到地-气系统的能量平衡,进而引起气候变 化[2]. 积雪和冰川对气候变化极其敏感,同时冰雪 范围变化引起的区域地表反照率变化对气候变化具 有正反馈效应. 当全球变暖引起地表积雪面积减少 而暴露更广阔的地表,使地表反照率降低,增强了 辐射加热,从而加大了全球的增暖作用[3-4].在冰 川物质平衡中,净辐射量是冰川消融的重要能量 源,冰川上小区域范围内反照率的变化也会引起相 对较大差异的冰川消融量[5].因此,有必要监测和 研究冰雪反照率特性及其变化规律,为冰雪和周围 大气的能量交换以及能量平衡模式和冰川物质平 衡、冰雪水文过程研究等提供准确的反照率数据和 理论依据.

2 冰雪面反照率特性

2.1 冰雪反照率的观测

野外对积雪、冰川、海冰等冰雪面反照率的观测,大多采用总辐射表^[6-8](或称为日射强度计)或 便携式光谱辐射计^[9.10]进行观测.仪表安装按观测 规范要求离地面 1.5 m,且水平安装,根据实际情 况,其高度会有一定变化.根据 Langleben^[11]对半 球式辐射计的分析,理论上它应接收立体角为 2 π 球面度、半角为 π/2 弧度的圆锥体范围内的辐射. 但实际观测时,当辐射计朝下,面对水平地表时, 其有效响应辐射表的区域会比理论值稍小.其观测 到的地表假设为一圆(即响应辐射表的有效区域), 则圆的半径与辐射计离地面的高度大约有 3:1 的 关系.鉴于此,当需要观测较大范围冰雪面的平均 反照率时,应将辐射表安装在较大的高度,如使用 高架铁塔^[7,11]或直升机垂吊^[12].

辐射表要求水平安装^[13],但当所观测的雪面 或冰面是倾斜状态,有一定坡度时,观测结果便会 有所偏差,造成反照率的虚假日变化现象^[8].需要 对斜面反照率进行订正.

为了研究冰雪反照率的影响因素,还需要观测

收稿日期: 2006-01-21;修订日期: 2006-04-08

基金项目:中国科学院百人计划项目"江河源浅冰芯气候环境记录研究"(2004401);中国科学院知识创新工程重要方向项目(KZCX3-SW-339);国家重点基础研究发展规划项目(2005CB422003)资助

作者简介: 蒋熹(1977—), 男, 重庆永川人, 2000 年毕业于成都信息工程学院, 现为博士研究生, 主要从事积雪与气候相互作用的研究. E-mail; jiangxi@lzb, ac. cn

其它项目,如雪粒径的大小和形状、雪密度、雪层 含水量、雪中杂质、冰雪面的状况(如有无融水、冰 川沉积物以及表面的形状和纹理等)、地表气温和 风向风速、天空状况(如云量云类)等.

2.2 影响冰雪反照率的因素

冰雪面的反照率大小取决于两个方面,即冰雪 面的反射属性以及大气或天空的状况,后者如大气 含水量、混浊度以及云量、云状等会改变入射辐射 量及其光谱分布特征,从而影响冰雪面的反照率.

观测或数值模拟表明,雪的粒径、密度、含水 量、以及污化度或杂质等物理属性都会影响其反照 率的变化[3,10,14-18],反照率随着雪的这些物理属性 的增加而减小.积雪的状态主要包括雪的粒径、粒 雪化、融化、再冻结和密度,积雪状态随时间变化 而变化. 降雪后, 新雪的反照率最高, 随着时间的 推移,新雪会粒雪化,晶粒变形并不断密实化,粒 径增大,污化物增多,反照率也不断下降.新雪、 陈雪、粒雪、冰川冰和污化冰川冰的反照率依次下 降. 由于水和冰晶光学性质的差异, 当积雪或冰面 发生消融或有融水时,反照率降低. 当温度降低 时,融水会发生再冻结现象,冰川表面会形成冰层 或附加冰,使表面的反照率有所回升.附加冰的形 成有两种形态,一种是包裹很多气泡只有很少的冰 封雪粒,另一种是在更表层,包含很多被冰封住的 雪粒使其成白色,反照率明显增高且高于冰川冰、 再冻结冰的反照率^[9].冰川上的降雨对碎屑物的清 除作用也会使冰川的反照率有所增加[19].

观测或理论模拟的积雪光谱反射率曲线表明 (图1),积雪在可见光波段具有较高的反照率,且 更倾向于吸收近红外波段的太阳辐射,其近红外波 段的反照率急剧降低,冰面也有类似的变化特 征^[3,9-10,15].从(积分)反照率一太阳高度角曲线^[20] 可知(图 2),积雪反照率随着太阳高度角的增加而 降低,其曲线的陡峭程度依赖于积雪粒径大小和晶 粒形状:新雪具有大棱角状的晶粒,因风的机械搬 运、蒸发-凝结和温度等因素的变形作用,晶粒不 断变圆. 所有能使晶粒成小平面状的变形作用都会 使反照率-太阳高度角曲线变得陡峭,因为这种形 状的晶粒其闪光性好,即镜面反射强^[21].当太阳高 度角较高时,雪面的表面反射较小,反照率主要决 定于粒径的大小; 而在低太阳高度角时, 反照率主 要决定于晶粒的形状. 当晶粒变得有小平面状时, 表(镜)面反射增强反照率也就增加^[20].对不同太 阳高度角,其光谱反照率曲线表现为(图 3),低太 阳高度角的光谱反照率大于高太阳高度角时的光谱 反照率.不同粒径的光谱反照率曲线与此类似(图 1、图 4),即粒径小的雪面光谱反照率大于粒径大 的雪面光谱反照率.在近红外波段,光谱反照率对 太阳高度角很敏感.同样,在近红外波段附近,光



Fig. 1 Two-stream modeled spectral directional hemispheric reflectance of snow for three grain-sizes



Fig. 2 Dependence of integrated albedo on solar elevation^[20]



±



Fig. 3 Spectral albedo for different solar elevations, using Delta-Eddington approximation

at a solar elevation angle of 25°

谱反照率对粒径大小也非常敏感,对不同粒径其反 照率差异较大. Green *et al*.^[15]的模型模拟结果也 显示,在 800~1 400 nm 波段,光谱反照率对雪的 粒径大小有较强的依赖性. 粒径增大对雪面反照率 减少的影响也不是无限制的. Bergen^[14]用一个简单 的模型表明,当粒径>1.5 mm 时,雪的密度则成 为影响反照率的主要因素.

冰雪表面是非均匀的,即表现为各向异性特 征,因此它不是理想的朗伯反射面.对不同角度的 入射辐射,当在不同方位角或高度角观测时,其反 照率不同. 对降落的新雪, 尤其是粉状的干雪, 可 以当作理想的漫反射物体,其反照率对入射辐射的 角度依赖很小. 当雪经过融化和再冻结等变形作用 后,其镜面反射性增强,雪面反照率对辐射的入射 角依赖性也增强. 当有附加冰存在时, 其镜面反射 即各向异性特征更强[9].对冰川表面,这种因表面 状况发生变化而造成的反照率变化会更剧烈.晴空 下,光滑的冰面到有融水的湿冰面的反照率可以从 很低太阳高度角时的近乎 100%降低到中午时的 20%~50%[22]. 曾经观测到反照率大于 100%的情 况,这是因为雪面的各向异性特征,雪面可以镜面 反射太阳光,在某个特定的方向相比标准朗伯面来 说,有更多的光被反射回来[9].因这种各向异性, Hublev^[22]认为反照率的每日波动主要是因为入射 辐射角的不同引起的,其次才是雪面的物理结构和 入射辐射光谱成分的改变.

Warren^[16]认为, 痕量的吸光性杂质能显著减 少可见光波段的雪面反照率,而对近红外波段反照 率没有影响.杂质在雪中的位置也很重要,当杂质 包含在冰晶体内时,它减少积雪反照率的效率要比 杂质只是简单和冰晶粒混合时要强[16,22]. 对积雪反 照率影响较大的杂质主要有炭黑、大陆粉尘和火山 灰等,炭黑对反照率的影响最大,其减少雪面反照 率的能力大约是尘埃的 50 倍、火山灰的 200 倍左 右^[16]. 但积雪的长波发射率却不因雪中的炭黑及 尘埃的含量而改变[23].因此,积雪反照率的降低将 导致雪面吸收更多的太阳辐射,从而引起地表的增 暖效应. Hansen et al. [24]研究表明,炭黑引起冰 雪而反照率的变化(北极区变化 1.5%、北半球陆地 地区变化3%)所导致的气候强迫效应在北半球可 达0.3 W·m⁻²,其引起的地表增温效果约占观测 到的全球变暖的 1/4 左右, 而它的气候强迫效率大 约为2,即在一给定的气候强迫下,其引起全球地 表温度变化的效率是 CO₂的两倍. 由此可见, 减少 炭黑的排放,使冰雪面反照率值恢复到原始的较高 水平,对减少全球变暖将起到双倍的效果,从而降 低人类活动对气候系统的危害影响.

5 期

731

雪面反照率的日变化表现在反照率随着一天中 不同时刻太阳高度角的变化而变化[21].在晴空天 气下,雪面反照率会随着太阳高度角的降低而升 高^[18,22],尤其在太阳高度角较低时更明显^[6],即在 早晚时反照率相对较高,到中午稍后时反照率值最 小(图 5). 而一天中, 上、下午相同太阳高度角时, 反照率也并不相同,表现为上午反照率值大于下午 反照率值,反照率变化相对地方正午时刻呈现不对 称^[22,25](图 6). Mcguffie et al. ^[25]将反照率的这种 日变化称之为反照率的日滞后现象(diurnal hysteresis),认为其原因为两个独立的因素,即积雪表面 发生了雪晶粒的形态变异和表面形状不规则(雪面 有纹理或槽脊形状).其中,表面雪粒形态变异在 积雪区的边缘部分是最主要的,因积雪表面白霜或 积雪表面的冻结物每日的附着和升华作用,改变了 积雪表面的微观物理属性,使表层积雪形态发生周 期性的变化,从而造成反照率的日变化,而积雪表 面形状的不规则现象在任何地区都会发生,但它只 在永久冰原区如格陵兰和南极高原内才起支配作 用. 在这些地区, 温度极低, 积雪表面总是在融点 以下,处于干雪状态. Wendler et al. [6]研究了南 极积雪的反照率,在其研究区域,风力强目风向较 固定,因风的作用而影响积雪反照率主要表现在两 个方面:高、低吹雪经常发生,使新雪能够在几小 时内重新分布,破坏积雪表面的雪粒结构和分布 (测量的平均晶粒直径在 100~300 µm 之间); 研究 地区强而持续的大风, 使雪面波状起伏的槽脊形状 (雪丘)不断形成又消失,当太阳高度角或方位角发 生变化时,因雪面的不规则状态、雪丘的阴影等影 响,必然会使反照率也发生相应的变化. Wendler et al. ^[6] 对雪丘的几何形状和方向作简化假设,模 拟了波状雪面反照率的日变化,认为能较好的反应

图 5 晴空下(I)和满天低云和雾时(Ⅱ)的积雪反照率^[22] Fig. 5 Curves of snow with a chear day (I) and low overcast and fog(Ⅱ)^[22]

当天空有云时,其遮蔽了太阳的直接辐射,地 面接收到的主要是散射辐射.由于直接辐射和散射 辐射光谱性质的差异,同时冰雪面的反照率与波长 有关,因此天空云的变化必然会影响到冰雪面反照 率的变化. 云和冰雪面对近红外波段辐射的吸收都 较强,于是可见光波段的辐射便相对增加.由于冰 雪面在可见光波段的反照率最高,云量增多,冰雪 面的反照率便相应地增加,这种云对冰雪面反照率 的增加效应在云与冰雪面彼此之间发生多次反射时 更加强烈.不同种类的云,其增加雪面反照率的效 果不同.在满天云量时,低云下的雪面反照率比高 云下的雪面反照率高.晴空时雪面反照率在82%左 右,卷层云时增加到 83.5%,高层云时增加到 86.5%, 而到更低的层云时其反照率更高^[6].相同 类型的云,因云的厚度不同也会影响到它和冰雪面 之间的多次反射以及太阳光谱的差异,对反照率的 影响也不同,当太阳高度角大于某临界角时,云层 越厚雪面反照率越高; 而当太阳高度角小于某临界 角时云层增厚雪面反照率却降低[22].雪面反照率 的这种变化主要是因为在低入射角时接收的入射辐 射量的不同.有云时,入射的总辐射降低,此时的 反照率往往增高[8].对不透光的云或有雾以及吹雪 的情况下时,雪面的反照率还会更高^[22]. Jonsell et al.^[8]利用地面总辐射值G和大气层顶的太阳辐射 值 T 的比值 G/T 来反映云量, G/T 也作为总辐射 中的散射辐射比例的量度. G/T 值在晴空时最高, 而在阴天时最低. 前后两个连续时刻 G/T 的差值Δ (G/T)表示云量的变化, 正 $\Delta(G/T)$ 反映云量减少, 负 $\Delta(G/T)$ 表示云量增多.利用反照率的变化 $\Delta \alpha$ % 值和相对应的 $\Delta(G/T)$ 值作回归分析,表明雪面反 照率的短时变化和 $\Delta(G/T)$ 的相关性很好, 一天中 因云量的变化可引起反照率10%的变化幅度,而冰 面反照率对云量的变化却不太敏感. 这是因为冰面 的反照率比雪面的低,冰面和云层之间的多次反射 效应增加反照率的效率也不如雪面高的缘故.

2.3 冰雪反照率的日变化

早期的冰川表面能量交换研究中,只对入射太 阳辐射进行连续的观测,认为只有当雪面状况明显 改变时,其反照率才会发生变化,因而雪面的反照 率多取中午前后时刻的观测值.事实上,一天中反 照率并不是固定不变的,它也有其自身的日变化规 律.Nolin et al.^[3]研究表明,在气候模式中,积雪 反照率的参数化也必须考虑反照率的动态变化,而 不能简单地使用固定值作单一的参数化处理.

土

实际情况.这说明雪面宏观上形状的不规则也是造成反照率日变化的因素.

当天空有云时,反照率的日变化呈比较平稳的 状态,其对太阳高度角的依存关系减小(如图 5 曲 线目所示),并与总辐射值、气温、风速等要素的变 化趋势相反^[6,11].晴空下,总辐射从早上到中午不 断增加,气温也升高,反照率却不断下降.这是因 为较暖和的气温下,造成雪晶粒的重结晶作用,使 晶粒不断增大,反照率相应降低^[6].

2.4 冰雪反照率的季节变化及冰川表面反照率的 空间变化

冰雪面反照率长时间序列的资料较少,数据一般采用日反照率值(daily albedo),它是每天反射辐射日总量与每天总辐射日总量的比值.因为瞬时值 在较低太阳高度角时误差较大,一般不把所有瞬时时刻反照率值作观测次数的平均^[26],而是利用日 反照率时间序列来表示冰雪面反照率的季节变化特征.冰雪面反照率的季节变化,主要是由于地面接 收到的太阳总辐射的季节变化,造成气温的季节波动,使冰雪面的消融和积累呈现季节性的交替,表 现为从积雪面逐渐过渡到冰面或积雪消失及与此相 反的过程,从而其表面反照率也出现相应的变化. 另外,太阳高度角的季节变化可能也是造成冰雪面 反照率季节性变化的原因. 当消融开始后,反照率 便开始降低以至到最小,而降水(或降雪)的季节波 动也会造成冰雪面反照率的变化. 当新雪降落后的 几天内,反照率会较高. Oerlemans et al. [26]利用 瑞士冰川消融区自动气象站1a时间序列(1995年 10月至1996年9月)的总辐射和反照率等数据,显 示春季反照率小于冬季(当有降雪时除外),到夏季 最低,然后缓慢上升.同时,其日反照率和雪深有 很好的对应关系,积雪深度大时,反照率高.春天 开始到夏季,积雪深度不断降低以致裸露出冰川表 面,反照率也相应的不断降低(图7). Winther et al. [27] 利用反照率的这种季节变化特征和统计方 法,研究了 Svalbard 地区积雪消融的开始时间、消 融速度以及初雪时间的变化和北方涛动等气候系统 的关系,结果表明,在其研究区域和时段内这些都 没有统计上显著性的改变.由此可见,反照率的长 期监测,对区域气候变化研究也能提供大量的信 息.

冰川表面反照率的空间变化和冰川表而的状况 有关.在有污化或碎屑沉积的部分,反照率较低; 在干净的冰面或雪面上反照率相对较高^[8].冰川上 积雪及消融状况的差异也引起反照率空间分布的差 异.冰川上有雪的部分,其反照率大于裸露冰面的 反照率,积累区反照率一般也大于消融区的反照 率.山地冰川一般表现为反照率随海拔高度升高而 增加的分布规律^[28],但对不同的冰川,却不一定有 冰川冰面反照率依存海拔高度而变化的结论^[19].

海冰结构复杂易变,它是冰和盐水、空气、固体盐粒的混合物,因盐水的存在,海冰总是处于融 点状态.其多年生的裸露冰面和有水洼的冰面反照 率变化有所不同,在消融期,裸露冰面反照率降低 很小,几乎为常值;而水洼区冰面反照率下降很 快,且降到较低值^[29].这是因为裸露海冰表面有一 层几厘米厚由海冰融化分解后再生成的小颗粒,类 似于粗粒雪,它因近表层海冰不断吸收太阳辐射融 化而不断更新生成.水洼区反照率的季节改变并不 是因为水深度的增加而引起.水洼的融水清澈,虽 不断增加对改变反照率的贡献也很小.反照率的减 少主要是因为水下海冰的不断融化,使冰层减薄, 冰的后向散射变弱,引起反照率降低^[29].海冰表面 水塘的深度和宽度决定较大尺度区域的反照率, Langleben^[12]利用直升机观测较大范围下海冰在消 蒋 熹等:冰雪反照率研究进展

融季节的反照率,发现反照率随着冰面上水坑的增 多而下降,反照率与冰上的水坑多少有很好的线性 关系.

3 冰雪面反照率模型及卫星遥感反演

冰雪面反照率的模型,一是以反照率数据序 列,用统计方法拟合反照率序列或回归算式[26,30]或 给出实际冰雪面反照率关于雪深、雪及水的密度、 理想冰和雪及水面反照率的经验公式[31];二是基 于冰雪的光学性质、米氏散射理论等求解辐射传输 等微分方程,结合能量平衡、物质平衡模式,给出 冰雪面的反照率模拟结果[3,15,20],其中辐射传输方 程中的二流模式(Two-stream model)、Delta-Eddington 模式^[32] 应用的较多. Henneman *et al.* ^[30]曾对积雪反照率模型做过简要概括,并由 Ryan 湖湖面(明尼苏达州,美国)1996-1997年冬季3个 月的雪冰反照率资料提出两个反照率模型用于冬季 淡水湖湖水质量模拟,对于无消融时期和消融时期 在两个反照率模型中都分别采用单独的公式表达. 其建立模型的方法为,首先用湖上雪冰的反照率与 其它变量(入射太阳总辐射、累积太阳总辐射(两次 降雪中每天入射太阳总辐射的累加)、气温、积温

(采用度日方法计算两次降雪中每天气温指数的累 加)、降雪后天数和云分量)做相关分析,最后筛选 出累积太阳总辐射、积温用于第一个模型,降雪后 天数用于第二个模型做反照率的回归分析,得出两 个反照率模型.模型中消融和无消融时段的划分以 气温0℃为界限. Henneman et al. [30] 将这两个模 型和由他人用陆地上反照率资料建立起来的另3个 模型分别作了比较和误差分析,认为用淡水湖上资 料建立起来的两个模型预测冬季湖面雪冰反照率效 果较好,而当陆地上累积雪深大于 60 cm 时, 预测 陆上积雪反照率的效果也不比其它 3 个模型差。但 是,不同的反照率模型都有其应用的局限性.建立 模型的数据采集地点,模型的应用效果显然比应用 在其它区域好,如 Henneman et al.^[30]文中模型的 比较结果.因此,由统计回归方法建立的冰雪面反 照率模型很难广泛应用在其它地区. 而基于理论和 物理基础的冰雪反照率等模型^[20,33]又比较复杂,要 求输入的变量较多(如臭氧路径长度(Ozone Path Length)、大气可降水含量(Precipitable Water)、 大气混浊度(Turbidity)、气压、云的光学厚度 (Cloud Optical Thickness)以及雪的粒径等^[31]), 有的变量还不容易得到. 虽然复杂, 这种基于物理

733

734

维普资讯 http://www.cqvip.com

土

28 卷

基础的模型对研究冰雪反照率特征及其影响因素也 是一个有力的工具. 如图 1^[3] 便为模型模拟的积雪 光谱曲线,图 2~图 4^[20]也均为模型模拟的结果. Green et al. ^[15]基于冰和液态水的固有光学属 性——光谱复折射率(Spectral Complex Refractive Index),建立了两个可反演积雪粒径和液态水含量 的积雪光谱反射率模型. 积雪中液态水的形态, 第 一个模型假设为相互分离的球状,冰粒点缀在其 间;第二个模型假设液态水包裹在冰粒上面.模型 中利用米氏散射理论,计算两个模型中假设为球状 的雪晶的消光、散射和非对称性等光学属性,用于 约束离散坐标系辐射传输代码的计算(Discrete-ordinate Radiative Transfer Code, DISORT), 最后 模拟出积雪的光谱反射率. 当积雪融化时, 在模拟 的光谱曲线上,两个模型均显示反映积雪吸收属性 的以1 030 nm波段为中心的反射率低谷会随着液态 水含量的增加向波长更短的方向偏移. 其中液态水 包裹在冰粒上的第二个模型与实际观测更吻合. Green et al. ^[15]认为,可以从实测的积雪光谱曲线 来反演积雪的粒径和液态水含量,进而推广到机载 或卫星遥感的反演,应用于区域尺度的能量平衡和 水文模型等的研究. Painter et al. [17] 建立了一个 用机载可见光/红外成像光谱仪(Airborne Visible/ Infrared Imaging Spectrometer, AVIRIS)数据反演 次像素(Subpixel)下的积雪面积和积雪粒径的模 型.

对大范围区域的反照率模型,需要用到卫星遥 感反演,用于监测大尺度冰雪面反照率的时空变 化. 其反演反照率的一般步骤为[34-36]:1)云的辨别 和屏蔽. 对光学遥感, 因其不能穿透云层, 为得到 冰雪面的反照率则需有效的区分云和冰雪面,以得 到无云情况下冰雪面的信息; 2)地理位置的配准. 由于卫星图像和地理信息系统如 DEM 数字高程等 模型的分辨率或地理坐标系统不同,则通过此步骤 以使卫星图像的像元与地理位置相对应; 3)卫星辐 射校准. 卫星传感器记录的是辐射强度, 要将其转 换为辐射量,则需考虑仪器的各项参数.对不同的 卫星及不同的通道,校准系数会各不相同[7];4)大 气校正. 以上所得是卫星观测到大气层顶的辐射 值,包含了地面以上大气分子和气溶胶等大气成分 的吸收和散射的复杂影响. 大气对地面反照率的影 响通常表现为线性关系[34]:

$$\alpha_{\rm srf,i} = a_i + b_i \alpha_{\rm pla,i} \tag{1}$$

式中: $\alpha_{sf,i}$ 为通道 i 的地面反照率; $\alpha_{pla,i}$ 为通道 i 的

行星反照率; a, 和 b, 对通道 i 来说为常数, 它与地 面的海拔高度、太阳天顶角、卫星的天顶角以及大 气的组分有关. a; 和 b; 由辐射传输模型计算得到, 它考虑大气中的臭氧及水汽含量,以及气溶胶粒子 等的散射和衰减的影响.遥感大气校正模式中基于 朗伯假定的 6S 模型^[37]、MODTRAN 等模式应用 较多. 邱金桓[38] 发展了一个用于卫星光学遥感大 气校正的参数化模式,包括一个新的辐射亮度模式 和一个参数化的地表一大气辐射耦合引起的亮度增 量模式; 5)各向异性校正, 地表反照率应是对各观 测角的反射率的积分, 而卫星只在特定时间以特定 天顶角或方位角观测地表,它所测量的辐射值仅仅 是在某一特定方向上的值.由于地表的各向异性, 它不能简单的通过某一方向的观测值来计算整个半 球面上的反照率,必须经过各项异性的校正步骤. 一般通过"双向反射分布函数"BRDF 模型作各向异 性校正, 而对冰面和雪面则采用不同的 BRDF 函 数^[19].由于冰雪面的方向性反射, Chang et al. [39] 建议采用多角度传感器观测数据来反演雪域的 反照率. 目前具有多角度观测的传感器的遥感数据 已有很多,如 POLDER、MISR、MODIS 等,它们 提供了大量的不同角度的地表方向反射观测数据作 为提供全球反照率和 BRDF 产品的数据源. 地表反 照率是 BRDF 的半球空间积分, 它的反演依赖于 BRDF 的精度. 基于半经验的 BRDF 模型, 尤其是 核驱动的 BRDF 模型,因其简洁、快速且具有一定 物理意义,抓住了影响 BRDF 的主要因子,被广泛 应用在批量处理数据的算法中,如 MODIS 的 AM-BRALS(Algorithm for MODIS Bidirectional Reflectance Anisotropies of the Land Surface) 算 法^[40-41]. AMBRALS 算法的理论基础是核驱动的 线性 BRDF 模型,用核的线性组合来拟合地表的二 向性反射特征,其形式为[41-42]:

 $R(\theta, \vartheta \varphi) = f_{\rm iso} + f_{\rm geo} k_{\rm geo}(\theta, \vartheta, \varphi) + f_{\rm vol} k_{\rm vol}(\theta, \vartheta, \varphi)$ (2)

式中: R 为二向反射率; θ 为太阳天顶角; ϑ 为观测 天顶角; φ 为相对方位角; k_{geo} 为几何光学核; k_{vol} 为 体散射核, 都是光线入射角和观测角的函数、 f_{iso} , f_{geo} 和 f_{vol} 为常系数, 分别表示各向均匀散射、几何 光学散射、体散射这三部分在像元二向反射中所占 权重. 由于核已知, 反演反照率即是反演 f_{iso} , f_{geo} 和 f_{vol} 3 个参数. 因此, 反照率反演的好坏, 核的选 用方案 至关重要. 杨华等^[43]比较了几何光学 核——LiTransit 核和 MODIS 的 AMBRALS 算法 5期

735

也不失为一个简便的好方法. 由以上步骤, Klok et al.^[19]利用 1999-2000 年的 12 幅陆地卫星影像 (Landsat Image)研究了瑞士一条有崎岖地形特征 的冰川反照率的时空变化规律,发现该冰川上除海 拔2 000~2 200 m 的最低部分外,冰面的反照率并 不随高度增加而增加,认为这是由于在冰川较低部 位表面碎屑比较集中的缘故,因积雪反照率和雪龄 等参量有关且在可见光和近红外波段存在较大的差 异,徐兴奎等[52] 据此采用分波段反演积雪的反照 率,并用反演的积雪表面温度等参量将雪龄参数 化,以实现积雪分布及其反照率变化的动态监测和 反演.虽然反照率的卫星反演结果与实际观测值比 较吻合,但Klok et al.^[19]也认为反演过程中存在着 一些不确定因素,如地形、辐射校准、大气组分的 不同、散射辐射与直接辐射以及反射辐射的不同计 算、BRDF 参数的选用和窄带到宽带的转换等步骤 都有可能引入误差. Stroeve et al. [53] 评估了 MO-DIS 在格陵兰地区 16 d 周期的积雪反照率产品的 精度,认为在积雪空间分布均匀和冰面空间分布为 半均匀的格陵兰地区,在晴空条件下,反演结果与 实际观测值比较一致. 然而, 卫星反演结果与地面 反照率实测值总会存在差异^[54]. Reijmer et al. ^[55]对 Vatnajökull 冰帽(冰岛)分别用 AVHRR 和 TM 卫星资料反演该冰帽的地表反照率,发现即使 用分辨率较高的 TM(30 m×30 m)资料, 其反演结 果也与地面实测值存在差异, Reijmer et al.^[55]利 用便携式反照率表在地面固定观测点四周 40 m× 40 m 格网范围内的 25 个点测量地表反照率,发现 便携式测量的反照率在几米的空间尺度上存在着较 大的可变性, 25 点平均值和固定观测值之间也存 在着差异. 由此认为, 这种卫星反演结果和地面实 测值之间的系统性的差异,应该是反照率在次像素 尺度(sub-pixel-scale)下的变化造成的. 反照率的 地面观测,其观测视野大概也就 10 m 左右(如前文 所述),在这10m和卫星的分辨率之间的反照率的 空间变化,有可能便会造成反演结果与地面观测值 之间的差异. 这种差异也有可能是其它因素造成 的,如复杂地形下反演过程的各向异性校正. Painter et al. ^[56]在研究积雪的各向异性对成像光 谱仪数据反演一些积雪属性的影响时认为,即使卫 星的成像光谱仪使用相对更小的扫描范围,在粗糙 的高山地形地区仍然需要高精度的数字高程数据以 便提高积雪面积和反照率等的反演精度.

系统中描述几何光学散射的 LiSparseR 核的反照率 反演,认为 LiTransit 核兼有 LiSparse 核向 Li-Dense 核过渡的优点,比 LiSparseR 核更符合几何 光学模型的基本原理, LiTransit 核和体散射 核——RossThick 核的组合更能反映出反照率随太 阳天顶角变化的趋势. 由于太阳光照角变化范围较 小在星载多角度遥感数据集中普遍存在, Li Xiaowen et al.^[42]分析了这种单一太阳角数据反演条件 下误差传播的规律,指出在单一太阳角数据条件下 反演 BRDF 随太阳角变化的趋势是不可靠的,作为 解决方法,建议在反演中对反照率随太阳天顶角的 变化趋势加一定的限制条件. 在遥感观测信息不足 时(如云的影响)反演地表反照率,使用先验知识对 于保证反演计算的稳定性和降低反演结果的不确定 性具有重要意义. Qin Jun et al. [44] 认为集合卡曼 滤波能够获取先验知识的后验分布作为下一次反演 的先验知识,集合卡曼滤波用于反演核驱动模型得 到反照率, 与标准 MODIS 反照率反演算法 AM-BRALS 和高效率全局优化算法 SCE-UA 的反照率 反演结果比较,显示出了集合卡曼滤波在 BRDF 反 演中的优势.在雪地上有森林覆盖的非均匀地表, 蒋玲梅等[45] 以几何光学一辐射传输混合模型 (GORT)为基础,推导出一个树冠与雪地混合像元 的反照率模型,探讨了雪地上树冠反照率的方向性 问题,认为该模型的反演效果较好.由上可见,无 论从理论还是方法上,反照率和 BRDF 反演都是一 个值得继续深入研究的课题; 6) 地表坡面或地形影 响的校正,此步骤也可在各向异性校正中进行;7) 窄带到宽波段的转换.卫星测量大多是在分离的、 波段较窄的不连续波长区域进行, 而地面反照率是 包括所有波长范围(相当于宽带,一般为常用的总 辐射计的测量范围)的积分,必须将以上所得到的 各窄带反照率转化为宽带反照率. 转换方程可由野 外实验或理论模拟得到^[46-47]. Liang^[48]基于辐射传 输理论的数值模拟,给出了大多数传感器(如 AS-TER, AVHRR, ETM + /TM, GOES, MODIS, MISR、POLDER、VEGETATION) 窄波段到宽波 段反照率转换的方程,并进行了验证[49-50].针对冰 雪面反照率的反演, Greuell et al. [47] 也给出了相应 的窄波段到宽波段的转换方程. 在野外数据量较少 且有定标数据的条件下,刘振华等[51]在窄波段反 照率与宽波段反照率之间存在线性关系的前提下, 以各波段的入射光通量占总入射光通量的比例作为 反演参数,实现窄波段到宽波段反照率的反演,这

土

4 展望

由以上分析可知,影响冰雪面反照率变化的因 素很多,雪面和冰面反照率的变化规律也有一定差 异.相对来说,对积雪表面反照率的观测研究工作 进行的较多.积雪面积的季节差异比较明显,因此 引起地表反照率的季节变化较大,对地气系统能量 平衡产生重要影响.地表反照率的日变化也不容忽 视.Arendt^[57]研究表明,忽略John Evans冰川(加 拿大境内)上反照率的日变化信息(如用中午时候反 照率值代替其它时刻的反照率观测值),将使季节 性净短波辐射量变化达16%,因此反照率的日变化 对精确模拟冰川物质平衡非常重要.

在当前气候模式的陆面过程中, 地表反照率是 其主要参数之一. 冰雪面反照率和其它地表类型一 样,过程复杂,目前还只能作为诊断变量由其它参 数导出. 尽管已经有了比较成熟的利用卫星遥感反 演冰雪面及其它地表反照率的方法,但其结果目前 还不能直接应用于陆面过程模式[1].为了提高遥感 反演的精度和业务化水平以便今后将反照率产品直 接引入模式,提高陆面模式和气候模式的性能,还 需要对不同区域冰雪表面反照率变化进行长期监测 与研究. 而以往对冰雪反照率的观测, 大多局限于 太阳短波波段一个总的宽波段范围内,即使是采用 波段划分很细的地物光谱仪,其得到的冰雪光谱反 射率曲线也是在一个时间较短的有限时段内的测量 结果,而冰雪反照率的变化取决于冰雪面反射属性 本身的改变和人射辐射量及光谱分布的改变两个方 面,这两个方面都有其自身的日变化、季节变化规 律,它们本身就是动态变化的.因此在以后的观测 中,有必要采用细分波段的分光辐射表或地物光谱 仪,针对入射辐射的光谱分布和下垫面反射属性变 化这两个方面做长期观测,从而更好的认识冰雪反 照率的变化规律及其影响因素.

参考文献(References):

- Wang Jiemin, Gao Feng. Discussion on the problems on land surface albedo retrieval by remote sensing data[J]. Remote Sensing Technology and Application, 2004, 19(5), 295-300. [王介民,高峰. 关于地表反照率遥感反演的几个问题 [J]. 遥感技术与应用, 2004, 19(5); 295-300.]
- [2] Bloch M R. Dust-induced albedo changes of polar ice sheets and glacierization [J]. Journal of Glaciology, 1964, 5(38): 241-244.
- [3] Nolin A W, Stroeve J. The changing albedo of the Greenland ice sheet; implications for climate modeling [J]. Annals of

Glaciology, 1997, 25: 51-57.

- [4] Robinson D A. Hemispheric snow cover and surface albedo for model validation [J]. Annals of Glaciology, 1997, 25: 241-245.
- [5] Konzelmann T, Braithwaite R J. Variations of ablation, albedo and energy balance at the margin of the Greenland ice sheet, Kronprins Christian Land, eastern north Greenland [J]. Journal of Glaciology, 1995, 41(137): 174-182.
- [6] Wendler G, Kelley J. On the albedo of snow in Antarctica: A contribution to I. A. G. O. [J] Journal of Glaciology, 1988, 34(116),19-25.
- [7] Haefliger M, Sterfen K, Fowler C. AVHRR surface temperature and narrow-band albedo comparison with ground measurements for the Greenland ice sheet [J]. Annals of Glaciology, 1993, 17:49-54.
- [8] Jonsell U, Hock R, Holmgren B. Spatial and temporal variations in albedo on Storglaciären, Sweden[J]. Journal of Glaciology, 2003, 49(164): 59-68.
- [9] Winther J G. Spectral bi-directional reflectance of snow and glacier ice measured in Dronning Maud Land, Antarctica[J]. Annals of Glaciology, 1994, 20:1-5.
- [10] Wang Jian, Chen Zidan, Li Wenjun, et al. Research on spectral reflectance properties of snow using Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer Data [J]. Journal of Glaciology and Geocryology, 2000, 22(2): 165-169. [王建, 陈子丹, 李文君,等. 中分辨率成像光谱仪图像积雪反射特性的初步分析研究[J]. 冰川冻土, 2000, 22(2):165-169.]
- [11] Langleben M P. Albedo measurements of an arctic ice cover from high towers[J]. Journal of Glaciology, 1968, 7(50); 289-297.
- [12] Langleben M P. Albedo of melting sea ice in the Southern Beaufort Sea[J]. Journal of Glaciology, 1971, 10(58): 101-104.
- [13] China Meteorology Administration. Meteorological Radiation Observation Methods [M]. Beijing: Meteorology Press, 1996; 130-142. [中国气象局. 气象辐射观测方法 [M]. 北京:气象出版社, 1996; 130-142.].
- [14] Bergen J D. A possible relation of albedo to the density and grain size of natural snow cover[J]. Water Resources Research, 1975, 11(5): 745-746.
- [15] Green R O, Dozier J, Roberts D, et al. Spectral snow-reflectance models for grain-size and liquid-water fraction in melting snow for the solar-reflected spectrum[J]. Annals of Glaciology, 2002, 34: 71-73.
- [16] Warren S G. Impurities in snow: Effects on albedo and snowmelt[J]. Annals of Glaciology, 1984, 5, 177-179.
- [17] Painter T H, Dozier J, Roberts D A, *et al.* Retrieval of subpixel snow-covered area and grain size from imaging spectrometer data[J]. Remote Sensing of Environment, 2003, **85**: 64 -77.
- [18] Cao Meisheng, Li Peiji. Some characteristics of spectral albedo of winter dry snow cover in Urumchi suburb[J]. Arid Land Geography, 1991, 14(1): 69-73. [曹梅盛,李培基. 乌鲁木齐市郊冬季干积雪光谱反照率的若干特征[J]. 干旱 区地理, 1991, 14(1):69-73.]
- [19] Klok E J, Greuell W, Oerlemans J. Temporal and spatial variation of the surface albedo of Morteratschgletscher, Switzerland, as derived from 12 Landsat images[J]. Journal of Glaci-

28 卷

737

ology, 2003, 49(167): 491-502.

- [20] Choudhury B. Radiative properties of snow for clear sky solar radiation[J]. Cold Regions Science and Technology, 1981, 4: 103-120.
- [21] Choudhury B. A note on the solar elevation dependence of clear-sky snow albedo[J]. Cold Regions Science and Technology, 1981, 5: 173-176,
- [22] Hubley R C. Measurements of diurnal variations in snow albedo on Lemon Creek Glacier, Alaska[J]. Journal of Glaciology, 1955, 2(18): 560-563.
- [23] Warren S G, Wiscombe W J. A model for the spectral albedo of snow, II: Snow containing atmospheric aerosols[J]. Journal of the Atmospheric Sciences, 1980, 37(12): 2734-2745.
- [24] Hansen J, Nazarenko L. Soot climate forcing via snow and ice albedos[J]. PNAS, 2004, 101(2):423-428.
- [25] Mcguffie K, Henderson-Sellers A. The diurnal hysteresis of snow albedo[J]. Journal of Glaciology, 1985, 31(108): 188 -189.
- [26] Oerlemans J, Knap W H. A 1 year record of global radiation and albedo in the ablation zone of Morteratschgletscher, Switzerland [J]. Journal of Glaciology, 1998, 44(147): 231 - 238.
- [27] Winther J G, Godtliebsen F, Gerland S, et al. Surface albedo in Ny-Ålesund, Svalbard: variability and trends during 1981 -1997[J]. Global and Planetary Change, 2002, 32: 127-139.
- [28] Shi Yafeng, Huang Maohuan, Ren Binghui. An Introduction to the Glaciers in China [M]. Beijing: Science Press, 1988: 42-49. [施雅风,黄茂桓,任炳辉. 中国冰川概论[M]、北,京:科学出版社, 1988: 42-49.]
- [29] Perovich D K. Complex yet translucent: the optical properties of sea ice [J]. Physica B, 2003, 338:107-114.
- [30] Henneman H E, Stefan H G, Albedo models for snow and ice on a freshwater lake [J]. Cold Regions Science and Technology, 1999, 29, 31-48.
- [31] Zou Z, Oerlemans J, Modelling albedo and specific balance of the Greenland ice sheet: calculations for the S ndre Str mfjord transect [J]. Journal of Glaciology, 1996, 42(141): 305-317.
- [32] Simpson W R, King M D, Beine H J, et al, Radiation-transfer modeling of snow-pack photochemical processes during A-LERT 2000[J]. Atmospheric Environment, 2002, 36: 2663 2670,
- [33] Wiscombe W J, Warren S G. A model for the spectral albedo of snow, I : Pure snow [J], Journal of the Atmospheric Sciences, 1980, 37(12): 2712-2733.
- [34] De Ruyter de Wildt M S, Oerlemans J, Björnsson H. A method for monitoring glacier mass balance using satellite albedo measurements: application to Vatnajökull, Iceland[J], Journal of Glaciology, 2002, 48(161); 267-278.
- [35] Klein A G, Stroeve J. Development and validation of a snow albedo algorithm for the MODIS instrument[J]. Annals of Glaciology, 2002, 34: 45-52.
- [36] Lindsay R. Rothrock D. The calculation of surface temperature and albedo of Arctic sea ic from AVHRR[J]. Annals of Glaciology, 1993, 17: 391-397.
- [37] Ghulam Abduwasit, Qin Qiming, Zhu Lijiang. 6S model based atmospheric correction of visible and near-infrared data

and sensitivity analysis [J]. Acta Scientiarum Naturalium Universitatis Pekinensis, 2004, **40**(4): 611-618. [阿布都瓦 斯提, 吾拉木, 秦其明, 朱黎江. 基于 6S 模型的可见光、近红 外遥感数据的大气校正[J]. 北京大学学报(自然科学版), 2004, **40**(4):611-618.]

- [38] Qiu Jinhuan. A parameterized atmospheric correction model and its application simulation for satellite remote sensing[J]. Journal of Remote Sensing, 2001, 5(6): 401-406. [邱金桓. 卫星遥感大气订正的参数化模式及其模拟应用[J]. 遥感学报, 2001, 5(6):401-406.]
- [39] Chang A T C, Hall D K, Foster J L. Multiangle observations of directional reflectances of snow fields[J]. Journal of Remote Sensing, 1997, 1(Suppl.): 11-17.
- [40] Jiao Ziti, Wang Jindi, Xie Liou, et al. Initial validation of MODIS albedo product by using field measurements and airborne multiangular remote sensing observations[J]. Journal of Remote Sensing, 2005, 9(1): 64-72. [焦子锑, 王锦地, 谢里欧, 等. 地面和机载多角度观测数据的反照率反演及对 MODIS 反照率产品的初步验证[J]. 遥感学报, 2005, 9(1): 64-72.]
- [41] Schaaf C B, Gao F, Strahler A H, et al. First operational BRDF, albedo nadir reflectance products from MODIS[J]. Remote Sensing of Environment, 2002, 83: 135-148.
- [42] Li Xiaowen, Gao Feng, Wang Jindi, et al. Estimation of the parameter error propagation in inversion based BRDF observations at single sun position [J]. Science in China (Series E), 2000, 43(Suppl.): 9-16.
- [43] Yang Hua, Li Xiaowen, Gao Feng. An algorithm for the retrieval of albedo from space using new G() kernel-driven BRDF model[J]. Journal of Remote Sensing, 2002, 6 (4): 246-251. [杨华,李小文,高峰、新几何光学核驱动 BRDF 模型反演地表反照率的算法[J]. 遥感学报, 2002, 6(4): 246-251.]
- [44] Qin Jun, Yan Guangjian, Liu Shaomin, et al. Application of ensemble kalman filter to geophysical parameters retrieval in remote sensing: A case study of kernel-driven BRDF model inversion[J]. Science in China (Series D), 2006, 49(6): 632 - 640.
- [45] Jiang Lingmei, Yang Hua, Wang Jindi, et al. Modeling the albedo of mixed forest canopy and snow[J], Journal of Remote Sensing, 2003, 7(6): 433-439, [蒋玲梅,杨华,王锦 地,等.雪地上的森林冠层混合反照率模型[J]. 遥感学报, 2003, 7(6):433-439.]
- [46] Greuell W, Reijmer C H, Oerlemans J, Narrowband-to-Broadband albedo conversion for glacier ice and snow based on aircraft and near-surface measurements[J]. Remote Sensing of Environment, 2002, 82: 48-63,
- [47] Greuell W, Oerlemans J. Narrowband-to-broadband albedo conversion for glacier ice and snow: equations based on modeling and ranges of validity of the equations[J]. Remote Sensing of Environment, 2004, 89: 95-105.
- [48] Liang S. Narrowband to broadband conversions of land surface albedo: I. Algorithms [J]. Remote Sensing of Environment, 2000, 76: 213-238.
- [49] Liang S, Shuey C J, Russ A L, et al. Narrowband to broadband conversions of land surface albedo; II, Validation [J]. Remote Sensing of Environment, 2002, 84: 25-41.
- [50] Liang S, Fang H, Chen M, et al. Validating MODIS land

5期

冻

surface reflectance and albedo products: methods and preliminary results[J]. Remote Sensing of Environment, 2002, **83**: 149-162.

- [51] Liu Zhenhua, Zhao Yingshi, Song Xiaoning. A simplified surface albedo inverse model with MODIS data[J]. Remote Sensing Technology and Application, 2004, 19(6): 508-511.
 [刘振华,赵英时,宋小宁, MODIS 卫星数据地表反照率反演的简化模式[J]. 遥感技术与应用, 2004, 19(6): 508-511.]
- [52] Xu Xingkui, Tian Guoliang. Dynamic distribution and albedo change of snow in china [J]. Journal of Remote Sensing, 2000, 4(3): 178-182. [徐兴奎,田国良.中国地表积雪动态 分布及反照率的变化[J]. 遥感学报, 2000, 4(3):178-182.]
- [53] Stroeve J, Box J E, Gao F, et al. Accuracy assessment of the MODIS 16-day albedo product for snow; comparisons with Greenland in situ measurements[J]. Remote Sensing of Envi-

ronment, 2005, 94: 46-60.

- [54] Stroeve J C, Box J E, Fowler C, et al. Intercomparison between in situ and AVHRR polar pathfinder-derived surface albedo over Greenland [J]. Remote Sensing of Environment. 2001, 75: 360-374.
- [55] Reijmer C H, Knap W H, Oerlemans J. The surface albedo of the Vatnajökull lce Cap, lceland; A comparison between satellite-derived and ground-based measurements[J]. Boundary-Layer Meteorology, 1999, 92(1); 123-143.
- [56] Painter T H, Dozier J. The effect of anisotropic reflectance on imaging spectroscopy of snow properties[J]. Remote Sensing environment, 2004, 89: 409-422.
- [57] Arendt A, Approaches to modelling the surface albedo of a high Arctic glacier[J]. Geografiska Annaler, 1999, 81A(4); 477-487.

Progress in the Research of Snow and Ice Albedo

JIANG Xi^{1,2}

Key Laboratory of Cryosphere and Environment, CAREERI, CAS, Lanzhou Gansu 730000, China,
 Graduate University of the Chinese Academy of Sciences, Beijing 100049, China)

Abstract: The snow and ice albedo plays a key role in the energy balance between the earth and atmosphere. Its variation depends up two aspects, i. e. the reflecting properties of snow/ice and the sky conditions. So, many factors affect the snow and ice albedo, such as physical properties of snow and ice, including grain size, density, water content, impurity and so on. Again, cloud affects the albedo, because it changes the incoming solar radiation and its spectral distribution. In view of the changes in reflecting properties of snow/ice and the sky conditions, the albedo of snow and ice exhibits its diurnal, seasonal and spatial variations. The progress of numerical model and satellite remote sensing in snow/ice albedo are also reviewed in this article, especially focused on the Bidirectional Reflectance Distribution Function (BRDF) and the imperfection of albedo inversion in remote sensing.

Key words: snow and ice; albedo; diurnal variation; seasonal variation; energy balance; remote sensing