DOI:10.13878/j.cnki.jnuist.2020.02.003

李震[1] 田邦森[1] 张平[1] 赵常军[1] 孙光德[1] 刘畅[1]

合成孔径雷达积雪参数反演研究进展

摘要

积雪是影响辐射平衡、水资源等全球能量与水循环的重要参数,遥感是监测积雪时空分布特征及其变化趋势的重要手段.合成孔径雷达(SAR)以其全天时、全天候能力,成为积雪遥感中重要的研究方向.本文从SAR与积雪的特性、积雪的散射模型、基于强度和相位信息的积雪参数反演等方面,针对SAR积雪参数反演方法的理论、技术进行总结和分析,指出了目前利用SAR数据反演积雪的研究现状和存在的问题,并对未来的研究方向进行了讨论.

关键词

合成孔径雷达;积雪;参数;模型;反演;进展

中图分类号 P426.63+5;P415.2

文献标志码 A

0 引言

积雪影响全球辐射平衡、地下水、径流、冰川、动植物以及人类活动.在所有的冰冻圈要素中,积雪覆盖的范围最广,冬季北半球40%以上的地区被雪覆盖.由于新雪的反照率通常在0.8到0.9之间,而大多数陆地表面的反照率在0.1到0.3之间,因此,积雪对太阳辐射的高反射能影响区域和全球的能量平衡.并且,积雪直接影响生态和社会经济系统.融雪径流不仅在水量方面,而且在分布、质量和季节性分布方面,支配着下游地区的径流状况.此外,部分区域积雪和融雪也可能导致自然灾害,如雪崩和春季洪水等.

由于积雪覆盖范围广、时变性强、可及性差、分布位置偏远等特点,使得遥感成为监测大范围积雪时空分布特征及其变化趋势的唯一有效技术.利用光学/多光谱遥感数据监测积雪的历史比SAR(合成孔径雷达)长,在积雪范围提取方面有一定优势,但会受到云层覆盖、极夜和穿透性的制约.星载SAR数据提供了一个有价值的替代方案,它具有全天时、全天候和穿透性的特点,尤其是近些年来新的SAR卫星不断升空,SAR积雪参数反演算法的发展,基于SAR数据来监测积雪收到了越来越多的关注.

目前,基于SAR的积雪参数反演的理论、技术局限性、关键辅助数据、发展轨迹以及未来的发展前景,还没有全面的论述.因此,本文总结了目前利用SAR数据反演积雪的技术,比较了它们的优缺点,并对未来的研究方向进行了讨论.

1 SAR与积雪的特性

相比光学和被动微波遥感,SAR是一种主动式微波遥感系统,发射波长在0.01至1 m之间的电磁波,并接收地球表面发出的回波,其获取的图像距离向的空间分辨率大约等于实际天线长度的一半,并且与平台高度无关,故能够以较高的空间分辨率进行积雪遥感.由于微波可以穿透云层,不受天气和光照条件的限制,因此具有全天时、全天候成像能力.就积雪遥感而言,这些能力尤为重要,因为积雪覆盖的山区经常被云层覆盖,且高纬度地区在冬季易受极夜的影响.此外,SAR可穿透一定积雪厚度,潜在地探测有关积雪状态的信息,如积雪粒径和雪深等.SAR传感器的另一个优点来自它的相位信息,不同的极化(水平、垂直)允许检测表面的物理特性,如目标的形状、质地或

收稿日期 2019-10-22

资助项目 科技基础资源调查专项资助(2017FY100502);中国科学院空天信息创新研究院重点部署项目(Y950930Z2F)

作者简介

李震,男,博士,研究员,主要从事冰雪遥感研究.lizhen@radi.ac.cn

1 中国科学院空天信息创新研究院,北京,100094

朝向,而基于 SAR 记录的相位信息,可以进行相干和干涉测量以提取积雪的范围和深度信息.

然而,目前 SAR 在积雪遥感应用中存在着一些问题.首先,由于轨道设计的原因,目前星载 SAR 具有相对较低的时间分辨率(即回访周期,通常长于 5 d)(表 1).根据全球气候观测系统(GCOS)给出的报告,水文和气候研究对星载积雪产品的时间分辨率的最低要求是 1 至 5 d.其次,与光学传感器不同,SAR 传感器观测的几何结构更为复杂,因为它们的合成多波束回波在两个方向(侧视距离向和方位向)发射和接收,由此产生的变形影像因景观和传感器角度的不同而异,从而产生了透视收缩、叠掩和阴影等几何变形,在山区尤其严重.此外,由于 SAR 图像的每个像素接收到的信号是所有地面分辨单位内反射信号相干的总和,因此而产生的斑点噪声会显著降低图像质量,使得 SAR 图像的解释和分析比传统的光学观测图像更具挑战性.

受 SAR 信号的穿透特性的影响,干湿雪在 SAR 图像中的差别很大.另一方面,SAR 信号穿透积雪的深度取决于信号的波长.例如,C 波段 SAR 在观测干雪时的潜在穿透深度约为 20 m.由于雪的粒径在 0.1 至 0.3 mm 之间,波长较长的合成孔径雷达信号几乎不受阻碍地穿过积雪.在高于 1 MHz 的频率下,空气、冰和水的介电常数分别为 1.0、3.0 和 80.当雪中的空气、冰和水的比例随雪的融化发生变化时,介电常数也随之变化,从最初的 1.2 到 2.0 之间的低值变得越来越高,SAR 信号的穿透深度减小到 3 cm 左右.因此,积雪的液态水含量会影响到散射机理,在干燥积雪条件下,主要的散射过程是积雪的体积散射和积雪/地面界面的表面散射之和;当积雪变湿时,空气/雪界面的表面散射是其主要散射机制.表 2 概述了各因素对干湿雪散射的影响以及后向散射特性.

然而,由于积雪是一个复杂的多层结构,雪的粒度、密度、深度、分层、杂质含量和表面粗糙度都会影响其后向散射.除积雪特性外,许多外部因素影响散

表 1　可用 SAR 传感器的部分参数

Table 1　Some parameters available in SAR data

传感器	寿命	重访周期/d	空间分辨率/m	波段	频率/GHz	幅宽/km	极化
ERS 1/2	1991—2011 年	35	30	C	5.3	100	VV
JERS-1	1992—1998 年	44	18	L	1.3	75	HH
SIR-C/X	1994—1994 年		10~30	L/C/X	1.25/5.3/9.6	15~90	HH/VV/HV/VH
RadarSat-1	1995—2013 年	24	8~100	C	5.3	45~500	HH
Envisat ASAR	2002—2012 年	35	30~100	C	5.3	100~500	HH/VV
ALOS/PALSAR	2006—2011 年	46	10~100	L	1.27	30~35 070	HH/VV/HV/VH
TerraSAR-X	2007—	11	0.25~40	X	9.65	4~270	HH/VV/HV/VH
RadarSat-2	2007—	24	1~100	C	5.4	10~500	HH/VV/HV/VH
Cosmo-Skymed	2007—	16	1~15	X	9.65	10~40	HH,HV/VV,VH
TanDEM-X	2010—	11	0.25~40	X	9.65	4~270	HH/VV/HV/VH
Sentinel-1	2014—	12	20~40	C	5.4	250~500	HH,HV/VV,VH
ALOS-2/PALSAR-2	2014—	14	3~100	L	1.2	25~490	HH/HV/VH/VV
GaoFen-3	2016—	3	1~500	C	5.4	1~650	HH+HV/VH+VV
ICEYE-X1 2	2018—	17	1/1.5/3/20	X	9.65	5/30	VV
ICEYE-X3 4 5	2019—	17	1/1.5/3/20	X	9.65	5/30	VV
RCM	2019—	4~24	10~80	C	5.3	350~800	HH/VV/HV/VH,CP

表 2　干湿雪对 SAR 信号的影响

Table 2　Effects of dry and wet snow on SAR signals

	干雪	湿雪
后向散射源	积雪层的体散射; 积雪-地面界面处的面散射	空气-积雪界面处的面散射
影响散射机制的主要因素	积雪层下垫面(SAR 频率<10 GHz); 积雪粒径(SAR 频率>10 GHz)	液态水含量; 表面粗糙度

射机制,如雷达波长、极化、入射角、表面粗糙度和介电性能.

2 积雪的散射模型

目前关于积雪特性、积雪参数由底层到表层的变化规律等研究,多集中在积雪演化、积雪热力学相关研究中,如 Lehning 团队[1-2]基于有限元方法的物理演化模型 SNOWPACK.

积雪这种占空比在 10%~40%之间的致密性介质,粒子之间的散射不是相互独立的,聚集性散射效应和近场散射波的相干特性必须考虑.基于聚集性散射效应和近场散射波的相干特性,Tsang 等[3]最早提出了密集介质辐射传输理论(Dense Media Radiative Transfer,DMRT),QCA/DMRT 理论很好地考虑了雪粒子间的相干散射项.基于该理论的遥感探测积雪方法得到广泛研究,目前,这些工作主要集中在利用星载微波辐射计数据(SMM/I、AMSR、AMSR-E)获取雪水当量和雪深等参数[4-6].

但是,由于自然界中的积雪受重力、风以及融冻等因素的影响,在不同积雪深处,雪粒子的大小、密度、含水量等会明显不同,具有典型的分层特性,这会使卫星观测数据与 QCA(Quasi Crystalline Approximation)/DMRT 理论的模拟结果产生较大误差[7].因此,Tedesco 等提出一个包含湿雪层和干雪层的双层 DMRT 微波辐射模型[5],但是模型中湿雪层辐射被认为是黑体辐射,所以该模型实际上并不能反映多层积雪的散射和辐射特性.最近,Liang 等[8]发展了一个基于 QCA/DMRT 理论的多层积雪辐射模型,每层中的辐射特性遵循 QCA/DMRT,不同层间入射角-反射角-透射角的关系遵循 Snell 法则,雪层-地表之间的辐射量用经典的 Q-H 模型[9]表示.该模型的模拟数据与 CLPX 实验中的实测数据比较,能得到比传统单层密集介质模型更好的结果[8].Brandt 等[10]利用时域有限差分(FDTD)模型,研究了探地雷达对由于季节性侵渗产生的粒雪响应,他们发现冰层厚度、各层之间的距离以及是否出现椭圆形冰棱都与雷达响应密切相关.Gherboudj 等[11]利用致密介质相和幅度校正理论(Dense Medium Phase and Amplitude Correction Theory, DM-PACT)和 MD(Matrix Doubling)方法,针对淡水面上形成的多层河冰开发了多层后向散射模型,并分析不同冰类型对雷达后向散射信号的影响.Du 等[12]利用准晶近似相干位(QCA-CP)和椭圆形瑞利散射相矩阵,通过 MD 和 AIEM 模型发展了考虑多次散射的多层积雪散射模型,研究显示出多层多次散射对 HH 极化和交叉极化表达具有明显的改进.上述结果表明了密集介质散射、辐射理论模型的研究已经发展到了多层模型阶段.

InSAR 正演模型依赖于介质与电磁波的相互作用.早期发展的积雪电磁散射模型是随机离散介质模型,该理论假设各散射粒子的散射是相互独立的,散射体之间的相互作用发生在单个散射体散射的远场且相干作用很小,只考虑辐射强度的叠加,而不考虑辐射场的相关性.该理论下有 Rayleigh(瑞利)散射和 Mie 散射,前者发生在散射粒子的尺度大小远小于波长时,后者发生在粒子大小与波长尺度相当时[4,13].2016 年基于 QCA 理论的致密介质 InSAR 正演模型[14]可以较为准确地刻画单层积雪,该模型假定积雪粒子为球形粒子,用 QCA 理论求解积雪介质内的相干场,并将雷达观测到的总电场近似为相干场,然后结合两次观测的观测条件计算复相干系数.然而,由于积雪的分层特性,电磁波在多层积雪中的传播路径较单层积雪复杂且与积雪子层参数序列有关,而传播路径的长度、子层折射率则直接影响 InSAR 相干系数,因此单层积雪 InSAR 正演模型无法模拟多层积雪的相干系数.随后,李震等[15]建立了一种新型多层积雪模型,该模型基于 QCA 近似,考虑单多层积雪的差异对积雪子层分别建模,利用菲涅尔定律描述多层积雪子层间的电磁波透射,结合 InSAR 相干过程依次求出雷达收到的单个雪粒子的相干场、子层积雪的相干散射场共轭积,构建了多层积雪 InSAR 正演模型,并开展地基 SAR 实验验证其有效性.

3 SAR 积雪参数反演

SAR 积雪反演主要包括两类算法:一是依赖于多频多极化后向散射强度观测与众多积雪、土壤和植被覆盖等参数关系的经验算法[16];另一种是利用干涉 SAR 测量数据在观测积雪时产生的干涉相移,直接估算雪水当量[17].

3.1 基于强度的积雪参数反演

3.1.1 采用 L、C、X 波段进行积雪参数反演

测量积雪的密度和雪深(SWE)是基于后向散射雷达信号与雪量的相互作用建立的.Shi 等[6,18]利用 SIR-C/X-SAR 获得的基于多频率(L、C 和 X 波段)双极化(VV 和 HH)SAR 数据,估算了 SWE.该方法

是使用 L 波段来估计雪密度和下层地表介电和粗糙度特性,利用 C 和 X 波段,在最小化地表后向散射信号的影响下,估算雪深和粒径.

该方法通过使用 IEM 模型[19]基于多种入射角、介电特性、粗糙度以及入射波数(对应 100~550 kg/m^3 的雪密度范围)建立后向散射系数数据库来完成.然后,通过回归分析,确定了每个入射角和波数下,HH 和 VV 后向散射特征与表面介电常数和粗糙度之间的关系,最终导出仅使用 SAR 测量值估计雪密度的算法.其中雪密度可根据 Looyenga 的半经验介电公式[20]估算:

$$\varepsilon_s = 1.0 + 1.599\,5\rho_s + 1.861\rho_s^3 . \tag{1}$$

用半经验模型来描述积雪-地面的相互作用,这种模型比独立散射假设下的公式更能真实地描述雪地相互作用的成分.高山地区的自然表面相当粗糙,非相干分量对积雪-地面的相互作用具有重要贡献.通常根据积雪体散射反照率、光学厚度、地面反射率和地面均方根高度来建立半经验模型.

建立半经验模型来描述 C 波段和 X 波段地面后向散射分量之间的关系,需要参数化 C 波段和 X 波段与积雪消光特性之间的关系.因为消光性质是高度相关的,发展出 C 波段和 X 波段消光关系可以将积雪后向散射分量中的未知量可以减少到两个:体散射反照率 ω 和光学厚度 τ.最终未知数仅包括 τ,ω 和表面分量 $\sigma^s_{vv}(X)$.因此,这 3 个未知数可以用 3 个 SAR 测量值在每个像素上进行数值求解:$\sigma^t_{vv}(C)$、$\sigma^t_{hh}(C)$ 和 $\sigma^t_{vv}(X)$.

为了估计雪深 d,需要在估计的 τ 中分离消光系数 k_e 和雪深 d,需要确定消光系数的绝对值.这可以通过估计吸收系数来实现:

$$k_a(X) = 1.334 + 1.218\,2\lg(V_i) - 3.421\,7\lg\left(\frac{\tau(X)[1-\omega(X)]}{\tau(C)[1-\omega(C)]}\right), \tag{2}$$

其中 V_i 是冰的体积分数,可通过使用 L 波段从每个像素处估计的雪密度得出测量.

$\tau[1-\omega] = k_a \cdot d = \tau_a$ 是除去散射后每个频率光学厚度的吸收部分.最终,雪的深度可以通过公式估计得到:

$$d = \frac{\tau(X)[1-\omega(X)]}{k_a(X)} . \tag{3}$$

随后 Thakur 等[21-22]又对该方法进行了实验和改进.

3.1.2 采用 X、Ku 波段进行积雪参数反演

在 X 波段,高达 60%的信号来自于较厚的积雪.因此,SAR 测量结果对积雪更加敏感,使用 X 波段或更高频率的 SAR 数据反演积雪参数更加可靠.选择合适的雷达频率,通过遥感观测积雪特性,一方面要考虑到穿透较厚积雪的能力,同时要考虑到双向传播路径,另一方面,利用散射源的期望强度从积雪中获得适合反演的回波信号.

“寒区水文高分辨率观测计划”(CoreH2O),作为欧空局地球探测器计划[16,23]的一个候选卫星计划,提出了一种在 Ku 波段(17.2 GHz)和 X 波段(9.6 GHz)频率下工作的双频合成孔径雷达.较短的波长(Ka 波段)不能提供足够的穿透力,信号主要由雪层顶部的微观结构(粒度和形状)控制[24].在较长波段(C 波段、L 波段)的雷达回波主要是干雪覆盖下的地面的后向散射.

来自发射和接收极化组合 pq 的积雪地面的总后向散射 σ^t,由以下贡献组成:

$$\sigma^t_{pq} = \sigma^{as}_{pq} + \sigma^{v}_{pq} + \sigma^{gv}_{pq} + \sigma^{g'}_{pq} , \tag{4}$$

其中,σ^{as} 表示空气-积雪界面的散射,σ^v 是积雪直接体散射项,σ^{gv} 是地面-雪和雪-地面的相互作用,$\sigma^{g'}$ 是通过积雪后的地表后向散射(图 1)[23].单个贡献的大小取决于积雪的散射和吸收特性以及背景介质的后向散射信号.

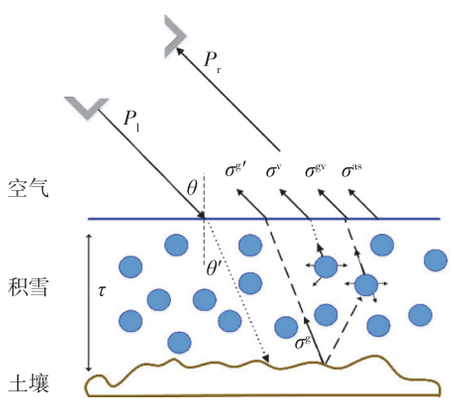


图 1 雪地雷达散射的主要贡献.P_t 为雷达天线发射功率信号,P_r 为接收功率信号,θ 是雪层中的折射角[23]

Fig.1 The main contribution to radar scattering from snow covered ground. P_t is the transmitted power signal and P_r is the signal received by the radar antenna. θ is the angle of refraction in the snow layer[23]

干雪后向散射的主要贡献主要来自积雪和积雪下面的地面,空气/积雪界面的散射最多达到百分之

几.图 2 显示了使用致密介质辐射传输理论(DMRT)模拟的地面干雪的后向散射,该模型使用 DMRT 来描述雪的微观结构并导出散射特性[25].模拟结果表明:在 9.6 GHz(X 波段),对 80 cm 以下的积雪,土壤的后向散射贡献占主导地位(对应于自由模型参数(SWE,雪水当量)= 144 mm);而在 17.2 GHz(Ku 波段),积雪的后向散射贡献占主导地位.另外,理论和实验数据都表明了积雪的微观结构对后向散射敏感度的重要性,在反演雪深和 SWE 时需要考虑后向散射敏感度.

Lemmetyinen 等在芬兰北部的 Sodankylä 利用散射计(SnowScat)观测了 X 波段和 Ku 波段不同粒径条件下, SWE 与散射观测之间的关系[26].结果表明在 40°的入射角下,对于 SWE≤100 mm,Ku 波段的灵敏度约为 30 mm(SWE)/dB;而对于较高的 SWE 值,Ku 波段的灵敏度下降到 40 mm(SWE)/dB.另一方面,X 波段的后向散射对 SWE 的敏感性相对较小.在后向散射反演积雪 SWE 时,要考虑积雪粒径的影响.粗颗粒的积雪的后向散射对 SWE 的敏感性较高,而细颗粒的后向散射对 SWE 的敏感性较低(图 3).King 等[27]在加拿大哈德逊湾西南海岸一个积雪厚度较浅(<25 cm)、粒径较大的实验区测得 Ku 波段后向散射测量的灵敏度为 15 mm(SWE)/dB.

由于积雪 SWE 的反演需要依据积雪的体散射和积雪下介质的后向散射贡献,并受积雪的粒径等参数的影响,需要的观测量较多,通常需要一些先验知识参与反演.如从 Ku 和 X 波段后向散射值中反演积雪 SWE 的基本算法,需要关于雪特性的统计先验信息进行正则化.采用约束最小化方法,使用成本函数迭代两个自由变量[16,23]:

$$J(x)=\sum_{i=1}^{4}\frac{1}{2\ \mathrm{var}_i}\left[F(x_1,x_2;c_1,\cdots,c_r)-\sigma_i^0\right]^2+\sum_{j=1}^{2}\frac{1}{\lambda_j^2}(x_j-\langle x_j\rangle)^2\ , \tag{5}$$

其中 $F(\cdot)$ 是计算积雪-地面后向散射的前向模型;i 是雷达信息参数($i=1,2,3,4\rightarrow$X-vv, X-vh, Ku-vv, Ku-vh);x_1,x_2 是自由模型参数(SWE 和有效晶粒半径(RE));$c_1,\cdots,c_r$ 是正向模型的配置参数;σ_i^0 是雷达观测 i 中测量的后向散射系数;var_i 是由于测量不确定度引起的后向散射系数的方差;j 是自由模型参数的指数;$\langle x_j\rangle$ 是正则化参数的平均值;λ_j 是正则化参数的标准差.

该算法对单个雪层使用辐射传输模型,模型将后向散射特征与积雪的物理特性相关联.对两个积雪参数 SWE 和 RE 执行迭代.迭代法将测量和正演模拟后向散射数据之间的差异最小化.所需的先验信息包括结构参数(雪密度和温度)和从降雪开始前的后向散射测量获得的无雪地面背景信号.对于自由变量 SWE 和 RE 的平均值和标准差,需要初始值.结构参数和自由变量的初始值可从气候积雪统计中获得,由数值气象数据驱动的积雪过程模型提供的时间序列数据提供了较好的估计[28-29].

3.2 基于 InSAR 积雪参数反演

3.2.1 利用干涉相位进行积雪参数反演

星载合成孔径雷达差分干涉(DInSAR)技术利用电磁波穿透雪层的传播延迟来反演雪水当量(SWE).采用降雪前后的 SAR 图像做干涉处理,获取的相位、相干系数等参数与积雪的密度、粒径、深度信息相关,可反算雪水当量和雪深.Guneriussen 等最早利用 InSAR 反演雪水当量[17],该方法对雪水当量变化十分敏感,如 Envisat C 波段波长 5.62 cm,入射角 23°,雪密度为 0.3 g/cm^3 的情况下,雪深 10.2 cm 就会发生相位缠绕,对于 L 波段,其对应的雪深

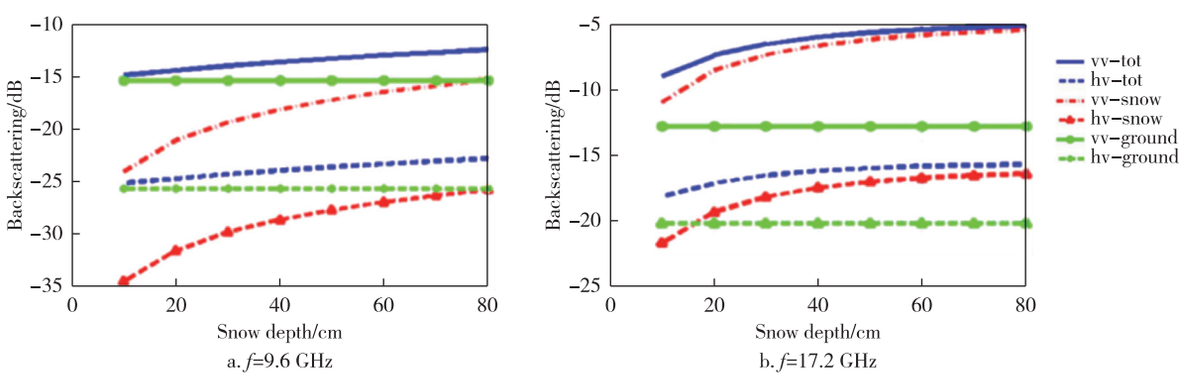


图 2 不同波段下积雪和地面的总散射和单个贡献[25]

Fig. 2 The total backscattering, decomposed snow scattering and ground scattering for X-band and Ku-band frequency[25]

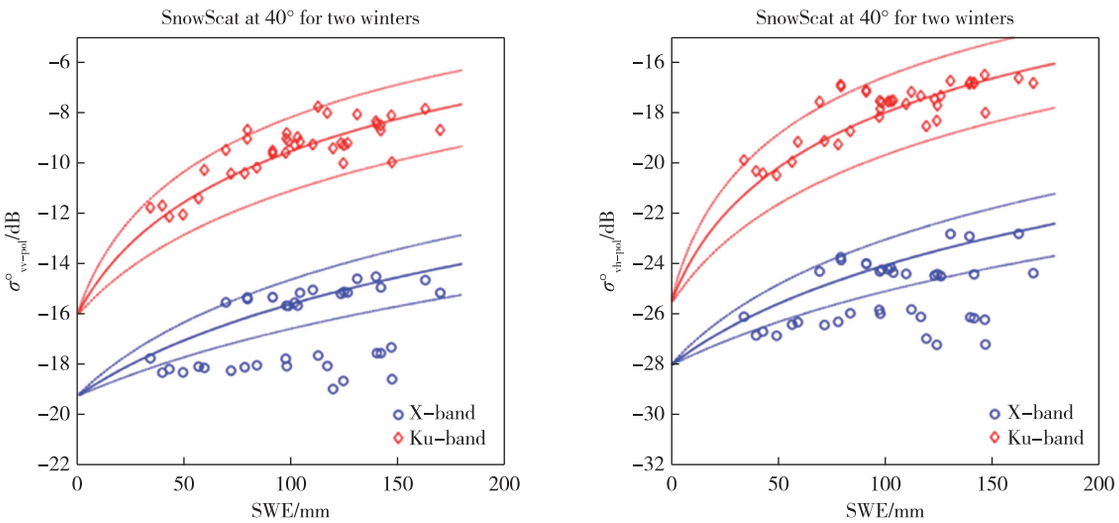


图 3　不同波段(Ku 和 X 波段)和粒径(下部曲线:有效晶粒半径 R_E = 0.4 mm,上部曲线为 0.6 mm)条件下,后向散射系数与积雪 SWE 的关系[23]

Fig. 3　Relationship between backscattering coefficient and snow SWE under different conditions (Ku and X band) and particle size (lower: effective grain radius R_E = 0.4 mm, upper: effective grain radius R_E = 0.6 mm) [23]

为 58 cm,长波段、小入射角可以反演更大的雪深和雪水当量.

图 4 描述了雷达波的传播路径,T_1 时刻为无雪地面,T_2 时刻覆盖有厚度为 d_s 并且介电常数为 ε 的雪层. θ_i 为入射角, θ_r 为折射角.两次入射波的光程长度差异如下:

$$\Delta R_{op} = \sqrt{\varepsilon}\Delta R_s - \Delta R_a. \tag{6}$$

光程长度差异是因为两次的传播路径不同,这是因为积雪和空气的介电常数不同导致折射率和传播速度有差异.假设雪层对雷达波的吸收和损失可以忽略,对于一块均匀覆盖厚度为 d_s 且反射率为 $n = \sqrt{\varepsilon}$ 的雪层,其传播路径延迟如下:

$$\Delta R_{op} = d_s\left(\cos\theta_i - \sqrt{\varepsilon - \sin^2\theta_i}\right), \tag{7}$$

其中, θ_i 为雷达波在雪层上表面的入射角.

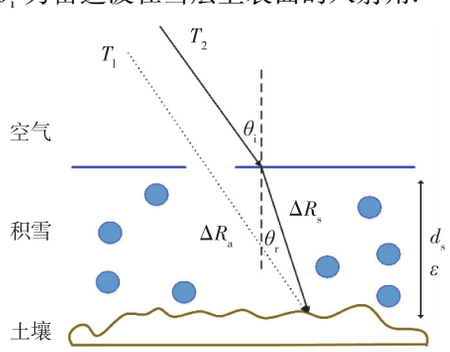


图 4　雷达波两次入射积雪平面几何图

Fig. 4　Geometry of radar wave incident snow

由于雷达波具有周期性,相差整周波长时相位相同,这将产生 2π 的相位模糊[30].因此,为了避免相位缠绕,两次雷达影像期间的雪水当量的变化量需要小于 2π 相位差对应的量.当入射角 θ_i = 30°,L 波段的 2π 相位差对应于 SWE = 128 mm,而 C 波段对应于 SWE = 31 mm.随着入射角的增加和波长的减短,整周模糊所对应的雪水当量会减少,但 InSAR 相位对雪水当量的敏感性增加了,表明在选取最优波段时需要在雪水当量的变化量和探测的敏感性上综合考虑.

Engen 等[31] 在 Guneriussen 等[17] 工作的基础上,采用了 InSAR 子孔径分解技术(delta-K)发展了一种新的 InSAR 雪水当量反演方法.该方法将传统的通道分解为两个通道和,克服了传统 InSAR 雪水当量反演算法中存在的相位缠绕问题,其采用有雪和无雪的两景 ERS-1 影像对雪水当量估算提高了估算精度.此后,该方法又进行了不断实验和改进[32-37],结果表明该方法的精度主要受限于失相干和相位缠绕,失相干将导致干涉相位精度变差.

为了克服 InSAR 雪水当量估算算法中的相位缠绕问题,多位学者又进行了通道分割、多波段组合法等方法研究解决相位缠绕[38-39],但积雪整体垂直结构还不能利用干涉测量获得.为解决此问题,目前正在发展 InSAR 正演模型,表达了积雪在一定观测条件(波长、极化方式、基线等)下,积雪参数、地面参数和 InSAR 复相干系数之间的定量关系,解决微波穿

透积雪内部、冰粒子之间发生多次散射、积雪-地面之间的散射、多层积雪雪层之间的透射和散射问题[15].对积雪子层分别建模,联合 InSAR 相干过程,构建出多层积雪 InSAR 正演模型,分析积雪分层对相干场共轭积的影响,发展多层积雪 InSAR 反演算法是重要的研究方向[14,40].

3.2.2 利用相干系数进行积雪参数反演

通常,相干系数的幅度 $|\gamma|$ 可以采用最大似然评估法求取窗口中 N 个像素得到[30]:

$$|\gamma| = \frac{\left|\sum_{n=1}^{N} V_1^{(n)} V_2^{*(n)}\right|}{\sqrt{\sum_{n=1}^{N}|V_1^{(n)}|^2 \sum_{n=1}^{N}|V_2^{(n)}|^2}}, \tag{8}$$

其中,V_1 和 V_2 是两景 SAR 影像中相同位置像素的复数值,$*$ 表示复共轭.$|\gamma|$ 的范围在 0 到 1 之间.在 InSAR 中,去相干是指误差源导致的噪声,误差源的相关长度小于相干评估窗口.总相干系数可以表示为以下几个相关因子的乘积:

$$\gamma_{\text{tot}} = \gamma_{\text{thermal}} \times \gamma_{\text{spatial}} \times \gamma_{\text{volume}} \times \gamma_{\text{processing}} \times \gamma_{\text{temporal}}. \tag{9}$$

相关因子 γ_{thermal} 是由于系统噪声导致的去相干,γ_{spatial} 和 γ_{volume} 是由于两次雷达观测不同导致的空间和体散射去相干,$\gamma_{\text{processing}}$ 是由于 SAR 影像处理和配准过程带来的去相干.前 4 个因子的影响可以通过选取合适的传感器参数以及卫星较小的基线来控制到最小[30].InSAR 雪水当量反演的一个重要影响因素是时间去相干,它是由于观测目标的物理特性发生变化所导致的.影响积雪相干性的主要因素是表面融雪、降雪以及风吹和沉积导致的雪粒移动.融雪时雷达波的穿透性降低,因此 InSAR 雪水当量的反演不适用于湿雪.

Zebker 等[41]分析了格林兰岛冰盖积雪干涉的失相干源,推导出体失相干与积雪穿透深度(图 5)的反演表达式,具体如下:

对 SAR 图像上每一个复像素点对应的分辨单元,天线测量的信号可表达为

$$s_1 = \iint f(y,z)\exp\left[-j\frac{4\pi}{\lambda}(r_0 + y\sin\theta_1 - \sqrt{\epsilon}z\cos\theta_{r1})\right] \cdot W_r(y,z)\,\mathrm{d}y\mathrm{d}z, \tag{10}$$

其中,$f(y,z)$ 是散射体内每个散射单元的复后向散射函数,λ 是波长,r_0 是 SAR 天线至分辨单元中心的斜距,θ_1 和 θ_{r1} 分别为入射角和折射角,$W_r(y,z)$ 为距离相关的脉冲响应函数.因此,干涉或交叉相关

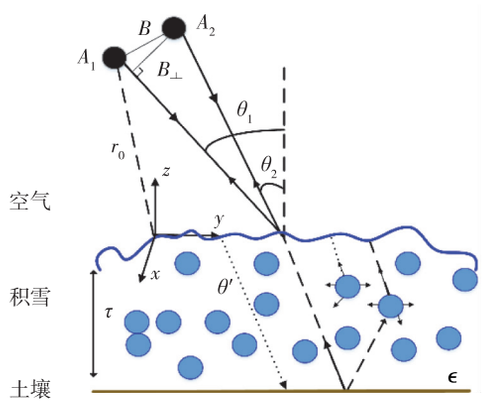


图 5 体散射的干涉观察几何关系图,其中 A_1 和 A_2 是两个雷达天线,ϵ 是雪粒子的介电常数[41]

Fig. 5 Interferometric viewing geometry for volume scatter, where A_1 and A_2 are the two radar antennas, and ϵ is the dielectric constant of snow particles[41]

两次观测信号可写为

$$s_1 s_2^* = \iint\iint f(y,z) f^*(y',z') \mathrm{e}^{-j\beta(y,z)} \cdot W_r(y,z) W_r^*(y',z')\,\mathrm{d}y\mathrm{d}z\mathrm{d}y'\mathrm{d}z', \tag{11}$$

其中,$\beta(y,z) = \frac{4\pi}{\lambda}[y(\sin\theta_1 - \sin\theta_2) - \sqrt{\epsilon}z(\cos\theta_{r1} - \cos\theta_{r2})]$.假设积雪由均匀分布的非相干散射点构成,则,$\langle f(y,z) f^*(y',z')\rangle = \sigma^0(y,z)\delta(y-y', z-z')$.其中,$\sigma^0(y,z)$ 为归一化的雷达散射截面积.

假设分辨单元内散射体的归一化雷达散射截面仅与积雪深度有关,即 $\sigma^0(y,z) = \sigma^0(z)$.

假设散射介质是均匀有耗的,并且在雷达所能探测到的深度范围内扩展,即:

$$\sigma^0(z) = \sigma_a^0 \mathrm{e}^{\frac{2z}{d\cos\theta_r}}, \tag{12}$$

其中 z 在介质内部为负值,d 为穿透深度,$\cos\theta_r$ 考虑了无线电波在介质中的非垂直传播.将上式代入傅里叶积分式并归一化,可得:

$$\gamma_{\text{volume}} = \frac{1}{\sqrt{1 + \left(\frac{2\pi\sqrt{\epsilon}\,dB_\perp}{\lambda\, r_0 \tan\theta}\right)^2}}. \tag{13}$$

因此,如果式(9)中其他失相干系数已知,通过式(13)即可从无偏相干系数 γ 反推出雷达波的穿透深度 d.

该方法的有效性在地基 SAR 系统中得到了很好的验证.Leinss 等[39]在芬兰北部采用工作频率在 10~16 GHz 的地基散射计得到了高时间分辨率的干涉数据,获得了 4 个冬季积雪变化的时间序列.由于

采用了 4 h 的时间分辨率,时间去相干得到了很好的抑制.反演得到的小于 200 mm 的雪水当量变化与实测数据结果一致,RMSE 位于±5 到±15 mm 之间.同样的方法用 5.9 GHz(C 波段)和 2.2 GHz(S 波段)的地基 SAR 系统开展的实验,也得到了成功的验证[42].同时,实验也发现这 2 d 频率之间的时间去相干差异显著,从相干像素的统计结果来看,C 波段相干性 2 d 内从平均值 $\gamma = 0.83$ 降到 $\gamma = 0.28$,然而 S 波段相干性从 $\gamma = 0.91$ 降到 $\gamma = 0.67$,这与波长对积雪地表相干性影响的理论预期是一致的[43].

3.3 层析 SAR 积雪参数反演

层析 SAR 技术于 20 世纪 90 年代末期发展起来,1999 年德国宇航局(DLR)实现了机载 L 波段实测数据的三维成像,用德国 Oberpfaffcnhofen 地区的 14 轨 L 波段全极化数据开展实验,证明了层析 SAR 三维成像的可行性和应用价值[44].近年来随着机载、星载 SAR 系统的不断成熟和 SAR 层析三维成像技术的发展,高质量多基线 SAR 影像的成功获取,更适合 SAR 层析三维成像实际应用的成像算法被发展出来.

层析成像通常在目标不同的高度上开展多次观测,图 6 显示的是层析 SAR 成像几何模型,共有 N_{el} 条基线的数据,方位向合成孔径长度为 L_{az} [45].采用时域反投影算法得到距离向压缩的信号为

$$S_r(\vec{r_0},\vec{p}) = \int S(\vec{p},\vec{k})\exp(-ik\|\vec{r_0}-\vec{p}\|)\,\mathrm{d}k, \quad (14)$$

其中,$\vec{r_0}$ 和 $\vec{p}$ 表示目标和传感器的位置,$S(\vec{p},\vec{k})$ 为雷达记录的回波信号,$k = \dfrac{4\pi}{\lambda}$ 为波数.接下来再对方位向和高度向合成孔径就可以得到三维成像结果:

$$I(\vec{r_0}) = \left| \sum_{n_z=1}^{N_{el}} \sum_{n_x=1}^{N_{az}} S_r(\vec{r_0},\vec{p}(n_z,n_x)) \right|^2. \quad (15)$$

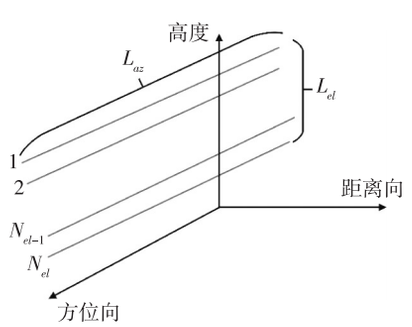


图 6 层析 SAR 成像几何模型

Fig. 6 Geometric model of tomography SAR imaging

此时域反投影三维成像方法在穿透积雪介质时,由于积雪的分层不均一性,会造成电磁波在不同层的传播方向和速度的变化.由于分层折射率的差异造成的传播时间延迟如下:

$$\tau = \frac{1}{c_0}\left(d_0 + \sum_{i=1}^{N} n_i\, d_i\right), \quad (16)$$

其中,c_0 为空气中电磁波的传播速度,d_0 是到达积雪界面之前空气中的传播距离,d_i 和 n_i 分别对应每层的厚度和折射率.如果对此不做校正,会造成层析成像结果与实际位置出现偏差,影响后续的三维积雪参数反演.

Rekioua 等[46]基于地面平行的假设,采用了一种迭代方法得到每一层的厚度和折射率.其基本思路是,当采用正确的折射率做三维成像时得到与地面平行的成像结果.据此,从最顶层开始,依次迭代校正所有层,完成此校正后就可以得到正确位置的三维成像结果,并且得到了积雪的子层厚度以及反射率.依据反射率可以计算分层介电常数和分层雪密度.该实验通过与地面雪坑实测数据做比对,表明用层析 SAR 反演积雪分层厚度和分层介电常数等参数是可行的.

SAR 层析技术用于积雪方面可以得到积雪内部分层结构信息,进而反演获得多层积雪参数.Tebaldini 等[47]于 2010 年 12 月开展了地基合成孔径雷达(Ground-Based Synthetic Aperture Radar,GBSAR)积雪实验并成功获得三维成像结果.Famil 等[48]于 2013 年 2 月采用 X 和 Ku 波段 GBSAR 对积雪做三维成像,层析 SAR 成像结果能够得到清晰的积雪分层.此外,SAR 层析成像技术应用于冰川领域,可以得到冰川表面下一定深度的内部结构信息.Banda 等[49]在 2012 年 5 月采用 P 波段全极化数据在格陵兰西南地区对冰川做三维成像,得到 P 波段对冰川三维成像的穿透深度大约为 20 ~ 60 m.Tebaldini 等[50]在 2014 年 3 月采用 L 波段全极化数据对奥地利 Mittelbergferner 冰川做三维成像,结果与地面探冰雷达的结果对比,有很好的一致性.

4 结论

积雪是控制全球辐射平衡、水文现象、植被覆盖和影响人类活动的重要组成部分之一.星载合成孔径雷达的极化和相位数据提供了关于积雪特性的独特信息,使定量反演积雪参数成为可能.但是,由于 SAR 探测积雪所依赖的积雪后向散射系数与积雪参数(雪密度、介电常数、粒径、湿度、深度、粗糙度等)

以及雪下地表之间复杂的相互关系,目前并无成熟稳定的运行化方法.另外,植被和山区地形的影响,也制约了算法的应用.

近30年来,基于SAR的积雪参数反演算法得到了迅速而深入的发展,包括设计新的星载SAR传感器、新的积雪反演算法、提高衍生产品的空间和时间分辨率、提高精度以及加深对传输机制的理解.当前,基于C波段SAR的算法占据了研究的主导地位,但X波段SAR的发展为其提供了一个很有前途的选择.由于C波段SAR卫星历史长,与L波段SAR相比具有更好的积雪探测能力,故比其他传感器更常被用于雪地覆盖探测.然而,最近的许多研究已经证明,X和Ku波段更适合于探测干雪.考虑到新的和计划的X波段任务的数量,基于X波段的积雪探测算法将会有更大的发展.

此外,随着最近发射的SAR卫星的技术进步,如更宽的探测范围、更短的回访时间和全极化,使得基于干涉合成孔径雷达的积雪参数反演更加有效.因为扩大的覆盖范围可以提高反演的效率,缩短的重访时间可以支持基于InSAR的方法保持更有用的相干性.全极化卫星数据丰富了基于极化信息分解的PolSAR技术的应用,相关的应用有待于进一步的探索,其大范围、长时间序列的适用性有待验证,新的普遍适用的模型需要进一步发展.层析SAR技术用于积雪探测可以获得多层积雪参数,但数据获取、姿态参数处理和影响要素去除方法等方面还需要进一步解决.

另一方面,SAR与其他传感器的协同使用会有助于算法的提高和应用程度,但SAR与其他传感器(如光学和被动微波)协同提高积雪参数反演质量的研究还不成熟,需要进一步研究.

目前,一些针对积雪特性与模型的研究的序列观测计划正在实施,如ESA的"寒区水文高分辨率观测计划"(CoreH2O),NASA的SnowEx计划、GCPEX计划等,目的是发展针对积雪空间观测的多种设备与技术.其中,SnowEx是一个延续5年的项目,该项目采用机载和地面同步测量实验,已经在2016—2017年、2018—2019年冬季利用5种型号的飞行器搭载了10种不同的传感器获取美国典型区域的积雪数据,后续还将在2019—2020年冬季继续获取数据,以研究全球积雪SWE反演的最佳方法.

参考文献

References

[1] Bartelt P,Lehning M.A physical SNOWPACK model for the Swiss avalanche warning[J].Cold Regions Science and Technology,2002,35(3):123-145

[2] Lehning M,Bartelt P,Brown B,et al.A physical SNOWPACK model for the Swiss avalanche warning[J].Cold Regions Science and Technology,2002,35(3):147-167

[3] Tsang L,Kong J A,Shin R T.Theory of microwave remote sensing[M].Wiley Interscience,1985

[4] Chen C T,Tsang L,Guo J,et al.Frequency dependence of scattering and extinction of dense media based on three-dimensional simulations of Maxwell's equations with applications to snow[J].IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing,2003,41(8):1844-1852

[5] Tedesco M,Kim E J.Retrieval of dry-snow parameters from microwave radiometric data using a dense-medium model and genetic algorithms[J].IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing,2006,44(8):2143-2151

[6] Shi J,Dozier J.Estimation of snow water equivalence using SIR-C/X-SAR.I.inferring snow density and subsurface properties[J].IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing,2000,38(6):2465-2474

[7] Rosenfeld S,Grody N.Anomalous microwave spectra of snow cover observed from Special Sensor Microwave/Imager measurements[J].Journal of Geophysical Research:Atmospheres,2000,105(D11):14913-14925

[8] Liang D,Xu X L,Tsang L,et al.The effects of layers in dry snow on its passive microwave emissions using dense media radiative transfer theory based on the quasi crystalline approximation (QCA/DMRT)[J].IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing,2008,46(11):3663-3671

[9] Wang J R,O'Neill P E,Jackson T J,et al.Multifrequency measurements of the effects of soil moisture,soil texture,and surface roughness[J].IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing,1983,GE-21(1):44-51

[10] Brandt O,Langley K,Giannopoulos A,et al.Radar response of firn exposed to seasonal percolation,validation using cores and FDTD modeling[J].IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing,2009,47(8):2773-2786

[11] Gherboudj I,Bernier M,Leconte R.A backscatter modeling for river ice:analysis and numerical results[J].IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing,2010,48(4):1788-1798

[12] Du J Y,Shi J C,Rott H.Comparison between a multi-scattering and multi-layer snow scattering model and its parameterized snow backscattering model[J].Remote Sensing of Environment,2010,114(5):1089-1098

[13] Chen C T,Tsang L,Chang A T C,et al.Scattering by densely distributed moderate size particles with size distribution and applications to snow[C]// IEEE International Geoscience & Remote Sensing Symposium,1999,DOI:10.1109/IGARSS.1999.771533

[14] Lei Y,Siqueira P,Treuhaft R.A dense medium electromagnetic scattering model for the InSAR correlation of snow[J].Radio Science,2016,51(5):461-480

[15] 李震,李治显,田帮森,等.基于准晶体近似的多层积雪InSAR散射模型[J].中国科学(地球科学),2018,

48(8):1070-1084
LI Zhen,LI Zhixian,TIAN Bangsen,et al.An InSAR scattering model for multi-layer snow based on Quasi-Crystalline Approximation (QCA) theory[J].Scientia Sinica (Terrae),2018,48(8):1070-1084

[16] Rott H, Yueh S H, Cline D W, et al. Cold regions hydrology high-resolution observatory for snow and cold land processes[J]. Proceedings of the IEEE, 2010, 98(5):752-765

[17] Guneriussen T, Hogda K A, Johnsen H, et al. InSAR for estimation of changes in snow water equivalent of dry snow[J]. IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing, 2001, 39(10):2101-2108

[18] Shi J, Dozier J. Estimation of snow water equivalence using SIR-C/X-SAR. II. Inferring snow depth and particle size[J]. IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing, 2000, 38(6):2475-2488

[19] Fung A K. Microwave scattering and emission models and their applications [M]. Boston: Artech House, 1994

[20] Looyenga H. Dielectric constants of heterogeneous mixtures[J]. Physica, 1965, 31(3):401-406

[21] Thakur P K, Garg R D, Aggarwal S P, et al. Snow density retrieval using SAR data: algorithm validation and applications in part of North Western Himalaya[J]. The Cryosphere Discussions, 2013, 7(3):1927-1960

[22] Thakur P K, Aggarwal S P, Arun G, et al. Estimation of snow cover area, snow physical properties and glacier classification in parts of Western Himalayas using C-band SAR data[J]. Journal of the Indian Society of Remote Sensing, 2017, 45(3):525-539

[23] ESA. Report for mission selection: CoReH2O, ESA SP-1324/2[R]. Noordwijk: European Space Agency, 2012

[24] Strozzi T, Wiesmann A, Mätzler C. Active microwave signatures of snow covers at 5.3 and 35 GHz[J]. Radio Science, 1997, 32(2):479-495

[25] Xu X L, Tsang L, Yueh S. Electromagnetic models of Co/cross polarization of bicontinuous/DMRT in radar remote sensing of terrestrial snow at X- and Ku-band for CoReH2O and SCLP applications[J]. IEEE Journal of Selected Topics in Applied Earth Observations and Remote Sensing, 2012, 5(3):1024-1032

[26] Lemmetyinen J, Kontu A, Pulliainen J, et al. Nordicsnow radar experiment [J]. Geoscientific Instrumentation, Methods and Data Systems, 2016, 5(2):403-415

[27] King J, Kelly R, Kasurak A, et al. Spatio-temporal influence of tundra snow properties on Ku-band (17.2 GHz) backscatter[J]. Journal of Glaciology, 2015, 61(226):267-279

[28] Brun E, Vionnet V, Boone A, et al. Simulation of northern Eurasian local snow depth, mass, and density using a detailed snowpack model and meteorological reanalyses[J]. Journal of Hydrometeorology, 2013, 14(1):203-219

[29] Carmagnola C M, Morin S, Lafaysse M, et al. Implementation and evaluation of prognostic representations of the optical diameter of snow in the detailed snowpack model SURFEX/ISBA-Crocus[J]. The Cryosphere Discussions, 2013, 7(5):4443-4500

[30] Hanssen R F. Radar interferometry: data interpretation and error analysis[M]. Netherlands: Springer, 2001

[31] Engen G, Guneriussen T, Overrein O. Delta-K interferometric SAR technique for snow water equivalent (SWE) retrieval[J]. IEEE Geoscience and Remote Sensing Letters, 2004, 1(2):57-61

[32] Deeb E J, Forster R R, Kane D L. Monitoring snowpack evolution using interferometric synthetic aperture radar on the North Slope of Alaska, USA[J]. International Journal of Remote Sensing, 2011, 32(14):3985-4003

[33] 李晖,肖鹏峰,冯学智,等.基于重轨 InSAR 的积雪深度反演方法[J].冰川冻土,2014,36(3):517-526
LI Hui, XIAO Pengfeng, FENG Xuezhi, et al. Snow depth derived from repeat-pass InSAR sounding[J]. Journal of Glaciology and Geocryology, 2014, 36(3):517-526

[34] Li H, Wang Z, He G J, et al. Estimating snow depth and snow water equivalence using repeat-pass interferometric SAR in the northern piedmont region of the Tianshan mountains[J]. Journal of Sensors, 2017, 2017:1-17

[35] Liu Y, Li L H, Yang J M, et al. Estimating snow depth using multi-source data fusion based on the D-InSAR method and 3DVAR fusion algorithm [J]. Remote Sensing, 2017, 9(11):1195

[36] 刘洋,李兰海,杨金明,等.D-InSAR 技术的积雪深度反演[J].遥感学报,2018,22(5):802-809
LIU Yang, LI Lanhai, YANG Jinming, et al. Snow depth inversion based on D-InSAR method [J]. Journal of Remote Sensing, 2018, 22(5):802-809

[37] Conde V, Nico G, Mateus P, et al. On the estimation of temporal changes of snow water equivalent by spaceborne SAR interferometry: a new application for the Sentinel-1 mission[J]. Journal of Hydrology and Hydromechanics, 2019, 67(1):93-100

[38] Evans J R, Kruse F A. Determination of snow depth using elevation differences determined by interferometric SAR (InSAR)[C]// IEEE Geoscience and Remote Sensing Symposium, 2014:962-965

[39] Leinss S, Wiesmann A, Lemmetyinen J, et al. Snow water equivalent of dry snow measured by differential interferometry[J]. IEEE Journal of Selected Topics in Applied Earth Observations and Remote Sensing, 2015, 8(8):3773-3790

[40] Li Z, Li Z X, Tian B S, et al. An InSAR scattering model for multi-layer snow based on Quasi-Crystalline Approximation (QCA) theory[J]. Science China Earth Sciences, 2018, 61(8):1112-1126

[41] Zebker H A, Weber Hoen E. Penetration depths inferred from interferometric volume decorrelation observed over the Greenland Ice Sheet[J]. IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing, 2000, 38(6):2571-2583

[42] Luzi G, Noferini L, Mecatti D, et al. Using a ground-based SAR interferometer and a terrestrial laser scanner to monitor a snow-covered slope: results from an experimental data collection in Tyrol (Austria)[J]. IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing, 2009, 47(2):382-393

[43] Rott H, Nagler T, Scheiber R. Snow mass retrieval by means of SAR interferometry[C]// 3rd FRINGE Workshop, European Space Agency, Earth Observation. 2003:

1-6
[44] Reigber A, Moreira A. First demonstration of airborne SAR tomography using multibaseline L-band data[J]. IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing, 2000,38(5):2142-2152
[45] Rekioua B, Davy M, Ferro-Famil L. Snowpack characterization using SAR tomography: experimental results of the AlpSAR campaign[C]// European Radar Conference (EuRAD),2015,DOI:10.1109/EuRAD.2015.7346230
[46] Rekioua B, Davy M, Ferro-Famil L, et al. Snowpack permittivity profile retrieval from tomographic SAR data[J]. ComptesRendus Physique,2017,18:57-65
[47] Tebaldini S, Ferro-Famil L. High resolution three-dimensional imaging of a snowpack from ground-based SAR data acquired at X and Ku band[C]// IEEE International Geoscience and Remote Sensing Symposium (IGARSS),2013:77-80
[48] Ferro-Famil L, Tebaldini S. Comparison of parametric and non-parametric approaches for the full-rank polarimetric SAR tomography of volumetric environments[C]// IEEE International Geoscience and Remote Sensing Symposium (IGARSS),2013,DOI:10.1109/IGARSS.2013.6723295
[49] Banda F, Dall J, Tebaldini S. Single and multipolarimetric P-band SAR tomography of subsurface ice structure[J]. IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing, 2016,54(5):2832-2845
[50] Tebaldini S, Nagler T, Rott H, et al. Imaging the internal structure of an alpine glacier via L-band airborne SAR tomography[J]. IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing,2016,54(12):7197-7209

Overview of the snow parameters inversion from synthetic aperture radar

LI Zhen[1] TIAN Bangsen[1] ZHANG Ping[1] ZHAO Changjun[1] SUN Guangde[1] LIU Chang[1]
1 Aerospace Information Research Institute, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100094

Abstract Snowpack is an important factor affecting the global energy water cycle, such as radiation balance and water resources, while remote sensing is a key method to monitor the temporal and spatial distribution characteristics of snowpack and its changing trend. Synthetic aperture radar (SAR) has become an important research means in snow remote sensing because of its all-day and all-weather observation capability. In this paper, the theory and technology of snow parameter inversion methods are summarized and analyzed from aspects of the characteristics of SAR and snowpack, snow scattering models, snow parameter inversion based on SAR intensity and phase information. And the current research states as well as the problematic issues in snow inversion using SAR data are pointed out, and the future research direction is discussed.

Key words synthetic aperture radar; snowpack; parameters; models; inversions; progress