

SSM/ 监测地表冻融状态的决策树算法

晋 锐, 李 新, 车 涛

中国科学院 寒区旱区环境与工程研究所, 甘肃 兰州 730000

摘 要: 基于样本统计分析及冻结和融化地表的辐射/散射特性建立了判别地表冻融状态的决策树, 首次联合使用散射指数、37GH²垂直极化亮温及 19GH²极化差 3 个关键指标识别出地表或植被冠层的冻融状态, 同时剔除了沙漠和降水的影响。利用国际协同加强观测期 (CEOP) 在青藏高原地区的土壤温度和湿度观测系统获取的 4^m 地温数据代表浅层土壤真实冻融状态验证分类结果, 其准确性达 87%。经分析, 约 40% 和 73% 的误分分别发生在浅层土壤温度为 -0.5—0.5℃ 和 -2.0—2.0℃ 之间, 即冻结点附近; 且多发生在冷暖季节过渡时期, 即 4—5 月和 9—10 月, 分别占误分的 33% 和 38%。基于该决策树获得的 2002 年 10 月—2003 年 9 月中国全境地表冻结日数图, 以中国冻土区划及类型图作为参考进行精度评价, 其总体分类精度为 91.66%, K_{appa} 系数为 80.5%, 且冻融界线与季节冻土分布南界具有较好的一致性。

关键词: SSM/1 亮温, 地表冻融, 决策树

中图分类号: TP79 **文献标识码:** A

1 引 言

季节性和永久性冻土主要分布在高纬度和高海拔地区, 约占地球陆地总面积的 35% (Williams & Smith 1989), 其中约有 50 km² × 10⁶ km² 的北半球陆地表层土壤每年要历经冻融转换这一过程 (Kimball et al 2001)。地表土壤的冻结/融化状态对地气能量交换、地表径流、作物生长和碳循环等均具有重要的影响 (Goodison et al 1998, Zuercher et al 1990, Zuercher & England 1992, Cao & Zhang 1997, Judge et al 1997, Zhang & Armstrong 2001)。地表冻融作为环境温度背景下形成的土壤状态, 对温度变化非常敏感, 因此地表冻结/融化的开始/结束时间以及持续日数均可作为气候变化的灵敏指示器 (Goodison et al 1998, Zhang & Armstrong 2001, Zhang et al 2003)。

冻土分布主要受纬度地带性和垂直地带性控制, 但也因诸多局地因素的影响, 例如坡向、植被覆盖、积雪、土壤含水量和地质构造等, 存在较大的空间异质性, 因此主要依靠的钻孔和定位观测站的传

统方法, 因空间分布稀疏且缺乏代表性, 无法满足区域性研究对土壤冻融状态空间分布的需求; 另一方面土壤冻结/融化不同于土地覆盖/利用等地表类型相对稳定不变, 尤其是冻融转换频繁的春初和秋末时期, 因此需要较高时间分辨率监测手段来满足该研究的时效性需求。

微波受大气影响相对较小, 可全天候、全天时工作, 且波长较长, 对地表具有一定穿透深度, 可获得地下一定深度范围内的信息, 为我们提供完全不同于可见近红外和热红外波段的视角来俯视地球。由于冻/融土壤间显著的介电特性差异, 微波对于地表冻融状态十分敏感。其中, 被动微波遥感由于时间分辨率很高, 使得长期监测大范围地表的逐日冻融状态成为可能。

20 世纪 80—90 年代开展的利用被动微波辐射计 SMMR 和 SSM/ 进行地表冻融状态分类, 多采用双指标算法, 即 37GH²亮温阈值及 18/19GH²和 37GH²的亮温谱梯度 SG (spectral gradient) 阈值^[4-10]。阈值由样本统计分析而确定。大量的试验研究表明, 冻土具有较低的 37GH²亮温, 且由于体散射变暗作用呈现负的亮温谱梯度, 而融土亮温特征相反。但以

收稿日期: 2007-01-09 修订日期: 2007-04-04

基金项目: 国家自然科学基金 (编号: 40701113); 中国科学院创新团队国际合作伙伴计划“干旱区内陆河流域水问题基础研究” (编号: CXTD-Z2005-2) 和中国科学院寒区旱区环境与工程研究所知识创新工程项目 (编号: 2003102)。

第一作者简介: 晋 锐 (1979—), 女, 博士, 助理研究员。2001 年毕业于西北大学地理信息系统与地图学专业, 主要从事冰冻圈遥感及数据同化研究。已发表论文 10 余篇。E-mail: jinrui@lzb.ac.cn

上研究仅考虑了土壤冻结和融化两种状态,而沙漠、降水、积雪等也表现出与冻结地表类似的散射特性,很易被误分为冻结土壤。在针对大范围复杂地表的冻融分类时,应考虑将这些类型带来的干扰排除出去。另一方面,一些用于识别全球积雪分布和降水的决策树算法也被发展了起来 (Neale et al. 1990, Grody 1991, Fiore & Grody 1992, Grody & Basist 1996),但由于研究目标不同,这些算法很少将冻土作为最终分类目标,而是将其作为干扰类型剔除。

本研究采用 SSM/ 亮温为基础数据,根据样本亮温时间序列特征、聚类统计分析以及冻结、融化地表的微波辐射和散射特性,发展了一个具有普适性、同时排除了沙漠和降水等散射体干扰的地表冻融状态决策树新算法。根据该决策树可获得长时间序列地表冻融数据集,为冰冻圈与气候变化关系研究、区域和全球碳循环模型、水文模型、陆面过程模型乃至一般环流模型提供必要的土壤信息 (Zuendorf et al. 1990, Judge et al. 1997, Zhang & Armstrong 2001, 晋锐 & 李新, 2002, Allison et al. 2001),也可用于不同地表参数遥感反演算法实施前的预分类处理。

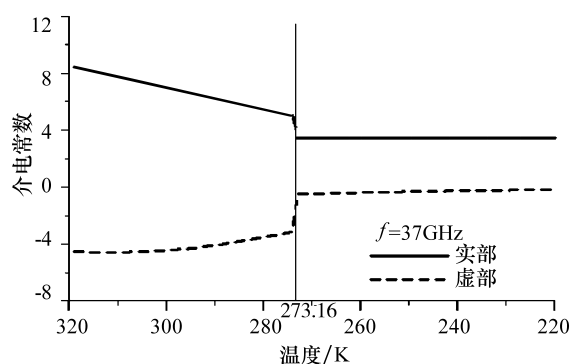
2 理论依据

微波遥感能够探测土壤冻融状况,主要是基于冻、融土壤间显著的介电特性差异。介电常数是描述介质在外电场作用下发生电极化行为的宏观物理量,常温时水的介电常数可达 80,土壤母质通常 <5,而冰仅为 3.15。土壤作为母质、水 (液态水和固态冰) 和空气的混合物,其介电特性取决于各组分的介电常数及其体积含量。为能够理论计算冻结土壤的介电常数,对广泛采用的 Dobson 模型进行了改进。根据混合物介电模型基本理论 (Ulaby et al. 1986),在原模型结构基础上 (Dobson et al. 1985),加入冰项,推导得到最终表达式 (曹梅盛等, 2006)为:

$$\epsilon_{soil}^a \cong 1 + \frac{\rho_b}{\rho_{ss}} (\epsilon_{ss}^a - 1) + \left(\frac{\rho_w}{V_w} \epsilon_{fw}^a - V_w \right) + V_{ice} (\epsilon_{ice}^a - 1) \quad (1)$$

式中: α 为形状因子,取常数 0.65; 下标 ss, fw, ice 分别表示土壤母质、自由水、液态水和冰; V 和 ϵ 分别为各组分的体积百分比含量和复介电常数; ρ_b 为土壤容重; ρ_{ss} 为土壤母质密度; β 为依赖于土壤质地 (砂土和黏土含量) 的经验系数。

假设总体积含水量为 $0.25 \text{ m}^3/\text{m}^3$, 冻土中未冻水的体积百分比含量为 $0.05 \text{ m}^3/\text{m}^3$, 利用改进后的 Dobson 模型计算降温过程中土壤的 37 GHz 介电常数,其状况如图 1。当温度由 320 K 降低到 220 K 过程中,土壤介电常数实部 ϵ' 由 8.41 降低到 3.47,虚部 ϵ'' 则由 4.53 降低到 0.17,分别减少了 59% 和 96%; 同时损耗正切 $\tan \delta = \epsilon''/\epsilon'$ 由 0.54 降低到 0.05。当温度低于冻结点 (273.16 K) 后,由于大部分水相变为冰,温度的影响不再显著,因此介电常数变化趋于平缓。值得注意的是,土壤中液态水的相变是一个渐变过程。如果能够准确获知未冻水含量与土壤负温的关系,则可以更加精细地描述土壤介电特性的变化。



$$S = 0.515, C = 0.134, \rho_b = 1.54 \text{ g/cm}^3, \rho_{ss} = 2.65 \text{ g/cm}^3$$

图 1 改进后 Dobson 模型计算土壤复介电常数随温度的变化

Fig. 1 Soil dielectric constant versus soil temperature calculated by modified Dobson model

介电常数的变化将会直接影响土壤的微波发射和散射特征。从辐射特征来看,由于被动微波辐射计获得的亮温 T_b 是可感深度范围内有效地温 T_e 和发射率 ϵ 的函数 (Ulaby et al. 1986),因此冻土的亮度温度通常都低于融土。但融土相变为冻土时,其介电常数减小,发射率增大 (Zuendorf et al. 1990, Zuendorf & England 1992),而土壤温度降低和发射率升高两个相反的作用相互交织在一起,使得在同样降温条件下,对于含水量很少的干土,冻结时由于发射率无明显变化,亮温降低;而对于含水量较多的湿润土壤,发射率则呈现明显跃增,当 T_e 略低于冻结点时, T_b 有可能增加 (Zuendorf et al. 1990, 晋锐 & 李新, 2002, Dobson et al. 1985)。另外,在靠近河流、湖泊及河谷的区域,虽然地表呈融化状态,但由于含水量丰富,发射率低,导致其亮温通常也较低 (England 1990)。因此冻土虽然具有比较低的亮温,但不能作为判别的唯一明确指标 (Zuendorf

et al, 1990)。从散射特征分析,在降温过程中,土壤中液态水含量减少,相对微波呈现在干燥,土壤介电常数显著减小,且虚部比实部和折射率 n 下降幅度更大,因此损耗正切降低;而有效发射深度 Z_e 与 ϵ''/n 成正比, Z_e 增大使热发射可来自发射介质的更深处,给光子的体散射创造了更多机会;且频率越高,土体呈现的不均匀性越大,体散射越强 (Zuendorf et al, 1990; 曹梅盛 & 张铁钧, 1997; England et al, 1991)。

综上所述,冻土具有显著区别于融土的微波辐射和散射特性:①物理温度和亮度温度均较低;②发射率较高;③体散射较强,即亮度温度随着频率增大而减小。因此,可根据以上特征选取相应指标,区分土壤的冻融状态。

3 指标选取

本研究主要考虑并选用以下 3 个关键指标。

3.1 散射指数 SI (scattering index)

通过对涵盖各种地表和大气条件的大量训练数据进行分析, Grody 于 1991 年提出了散射指数 SI 计算方法如下 (Grody, 1991):

$$\begin{aligned} F &= 450.2 - 0.506 \times T_{19V} - 1.874 \times \\ &T_{22V} + 0.00637 \times T_{22V}^2 \\ SI &= F - T_{85V} \end{aligned} \tag{2}$$

式中, T_{19V} 、 T_{22V} 和 T_{85V} 分别为 19、22 和 85 GHz 垂直极化的亮温; F 为估计的无散射情况时 85 GHz 的垂直极化亮温。散射指数即表示由于散射作用引起的 T_{85V} 实际值的偏离程度。 SI 主要用于区分强散射体与弱散射体和非散射体。

3.2 37 GHz 垂直极化亮温 T_{37V}

土壤冻结是在低温环境下形成的,因此从 SSM/ 七个通道中选择与地表冷热状况相关性最高的通道。由于 22 GHz 位于大气水汽吸收带,而 85 GHz 受大气散射影响较严重,因此选取 19 GHz 和 37 GHz 的双极化亮温分别与 4 cm 地温进行回归分析,发现 37 GHz 垂直极化亮温表现出最高的相关性且最稳定, R^2 达到 0.88。因此将其作为区分地表温度状况的指标。该指标也被其他研究者所认同 (Zuendorf et al, 1990; Givri, 1997)。

3.3 19 GH 极化差 PD (polarization difference)

极化差 ($T_{19V} - T_{19H}$) 主要用于反映地表的粗糙程度。地表粗糙度增加,相干反射分量减小,漫散射分量增加,发射率渐趋向于与极化方式无关,极化差变小。因此,该指标可以识别出表面相对比较光滑的沙漠,其极化差通常都大于 30 K。

4 样本亮温的时间序列变化特征

样本是分析各地物及其不同状态下辐射亮温特征的基础,也是确定决策树各结点阈值的前提之一。根据本文的研究目标,主要确定了冻结地表、融化地表及与冻结地表具有类似体散射特征的沙漠和积雪共 4 种类型。由于缺乏可靠的数据,未对降水类型进行采样,而是直接采用 Grody 的指标 (Grody & Basist, 1996)。选择样本时的主要参考数据包括: 0.05° 分辨率的 MODIS 雪盖产品,中国冻土区划及类型图 (周幼吾, 2000), 中国 1:100 万土地利用图, Game Tibet SMTMS 4 cm 深地温和土壤水分。根据以上参考资料提取各类别的 SSM/ 亮温时间序列,并分析如下。

4.1 冻结地表和融化地表

选择位于青藏高原多年冻土区、季节冻土区和河流融区的 D110 MS608 和沱沱河站点为例,分析其 1997-06-29—1998-08-31 间地表冻融的亮温时间序列变化特征 (图 2)。各站点描述见文献 (王绍令等, 2000)。

尽管 3 个站点的 4 cm 深土壤温度和水分条件差异很大,但土壤冻结融化所表现出的亮温变化特征却具有很大相似性: (1) 10 月中下旬, 4 cm 土壤温度降低于冻结点以下,液态水相变为固态冰,随之 T_{37V} 降低;土壤介电常数减小,微波穿透深度增加,体散射现象明显, SI 增大。次年 4 月中下旬, 4 cm 土壤开始升温,冰渐融化, T_{37V} 和 SI 变化趋势反之; (2) 不考虑土壤含盐量等因素影响,认为当 4 cm 地温 $< 273 K$ 时土壤冻结,对应的 T_{37V} 阈值可取为 252 K; (3) 冻结土壤为强散射体, SI 指数 > 10 ; (4) 19 GHz 极化差随土壤温度和含水量变化的波动很小,通常为 0—20。

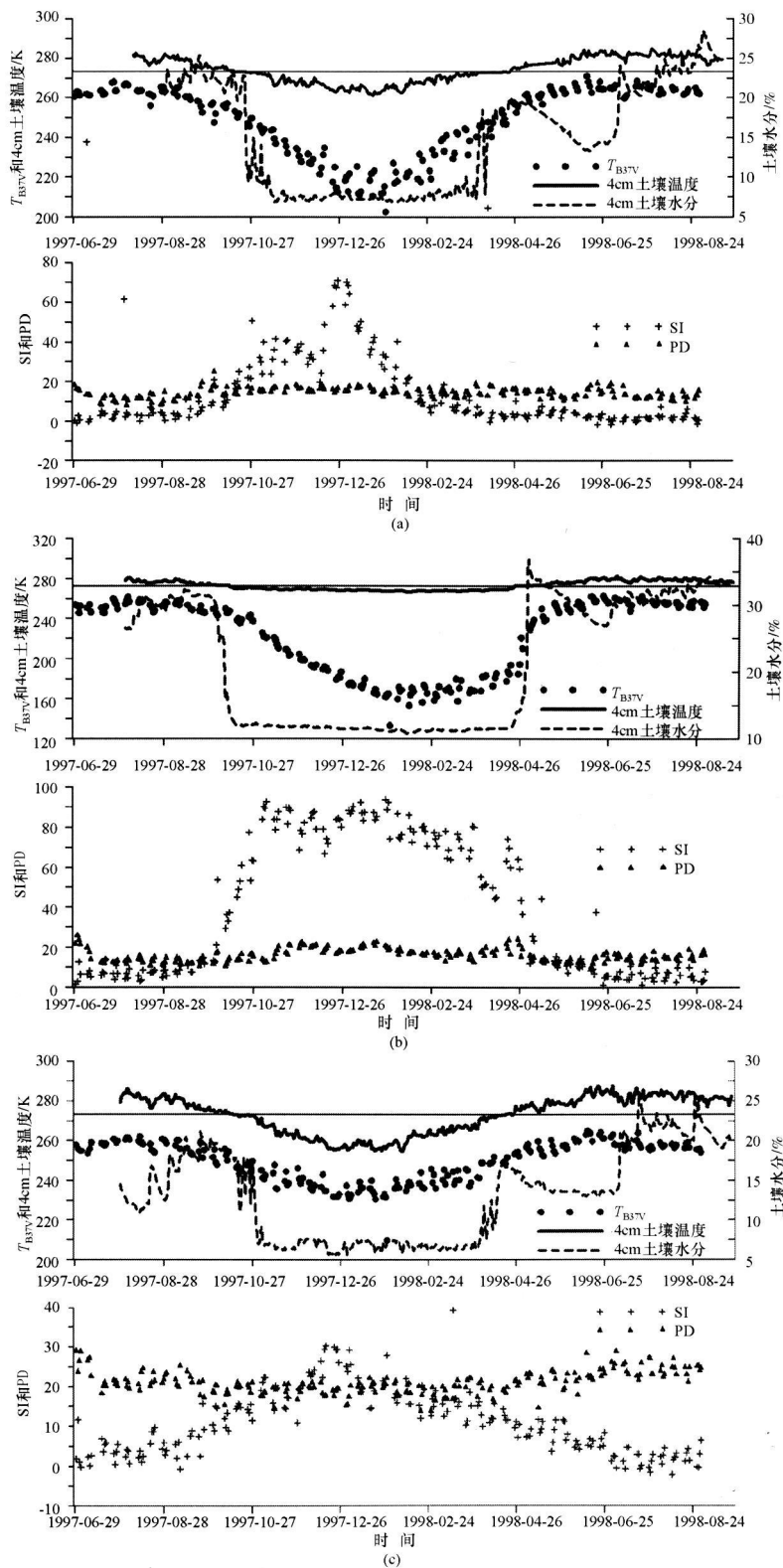


图 2 MS3608(a)、D110(b)及沱沱河(c)的地表冻融亮温时间序列 (1997-06-29—1998-08-31) 注:图中直线表示 $T_{4cm} = 273.16K$

Fig. 2 Brightness temperature time series of soil freeze/thaw at MS3608 (a), D110 (b) and Tuotuohe (c) (June 29, 1997—August 31, 1998), the horizontal line represents $T_{4cm} = 273.16K$ (1997-06-29—1998-08-31)

4.2 沙漠

沙漠样本主要选自塔克拉玛干沙漠腹地。沙漠表面相对较光滑, 因此各通道极化差均较大 (Neale et al. 1990)。从塔中站点 (39.0°N, 83.4°E, 1099.3m) 的亮温时间序列来看 (图 3), 19 GHz 极化差全年大多数情况均 > 30K 明显高于其他地物; 而 80.5% 的沙漠样本散射指数 SI 介于 5—10 之间; 沙漠含水量极少, 其介电常数通常仅为 (2.5+0.01i) (金亚秋, 1997), 且表面温度较高, 因此沙漠亮温主要是温度的函数, 37 GHz 垂直极化发射率在 0.95 左右。

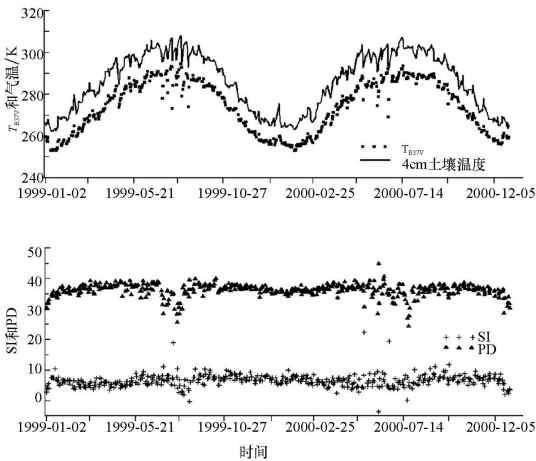


图 3 沙漠亮温时间序列特征

Fig 3 Brightness temperature time series of desert

4.3 积雪

由于积雪覆盖随时间而变化, 因此根据 MODIS 雪盖产品选择了平均积雪覆盖率 > 70% 的 SSM/I 像元进行分析。由于积雪既是冷物质, 又相对微波波段透明, 因此与冻结土壤呈现非常类似的微波辐射和散射特征 (Edgeon et al. 1971), 仅仅依靠亮温信息难以将两者区分开 (图 4), 尤其是薄雪盖。根据雪深反演公式计算得到的雪深数据分析 (车涛, 2006), 厚度 > 10 cm 的雪盖, 由于对 85 GHz 散射作用强烈, 其 SI 通常可超过 30 甚至可达 80 而薄雪盖的 SI 介于 0—20 之间, 与冻土无法区分。考虑到中国积雪多呈斑块状分布且厚度较薄, 难以起到显著的保温隔热作用, 因此认为两者多是同时出现, 即雪盖下一般为冻结土壤 (曹梅盛 & 张铁钧, 1997), 不再进一步区分。

5 冻融分类决策树

决策树算法建立在各目标类型样本的统计特征和先验信息基础之上, 即通过分析各类地物不同频率、不同极化亮温的组合方式所表现出的统计特征, 确定决策树各结点判别条件, 以实现最终分类。决策树的分类精度主要取决于样本的纯度和代表性, 以及对于各种地表类型微波辐射、散射特性的先验知识的积累。

根据各地表类型、状态的样本及其亮温特征, 依据 3 个关键指标进行聚类分析 (图 4(a)), 并计算得到各指标的均值和标准差。根据以上统计量及本文第 4 部分的亮温特征分析, 可确定决策树各结点阈值: (1) 沙漠的 PD (标准差) 为 $36.28 \pm 2 \times 2.22$ 明显高于其他 3 种类型, 可用指标 $PD > 30$ 首先识别出大部分沙漠 (图 4(b)); 漏分的沙漠将在决策树的两个次一级分支中用 $PD > 25$ 的指标予以剔除。(2) 冻土和积雪均为强散射体, 两者 SI 值较高, 而融土的体散射很弱, SI 为 $4.76 \pm 2 \times 5.51$, 可用 $SI \geq 5$ 将大部分强散射体和非散射体区分开 (图 4(c)); (3) 从 37 GHz 垂直极化亮温来看, 冻土为 $232.57 \pm 2 \times 9.40$ 而融土为 $259.1 \pm 2 \times 5.33$ 结合时间序列分析中 4 cm 地温 < 273 K 时对应的 T_{B37V} 约为 252 K 可采用 $T_{B37V} \leq 252$ 区分出冻结土壤 (图 4(d)); (4) 对于降水, 采用 Grody 提出的指标 $165 + 0.49 \times T_{B85V} \leq T_{B22V}$ 剔除含有冰晶、散射作用较强的深对流雨, 和指标 $254 \leq 22V \leq 258$ and $SI \leq 2$ 剔除一般性降水事件 (Grody & Basist, 1996), 另外附加了 $T_{B85V} / T_{B19V} < 0.9$ 的指标用于识别出冰雹云和暴雨 (何文英 & 陈洪斌, 2006)。最终建立如图 5 的决策树。

6 验证

根据以上建立的决策树对 2002-10-01—2003-09-31 的逐日 SSM/I 数据进行地表冻融状态识别。利用同时段国际协同加强观测期 CEOP (coordinated enhanced observing period) — EOP3 的土壤温度和湿度观测系统 (SMIMS) 数据对分类结果进行验证。本研究使用的是 SSM/I 早 6 时过境的降轨数据, 因 CEOP 青藏高原观测主要位于东 6 时区, 故选择各站点 UTC+24 时的 4 cm 土壤温度代表浅层土壤的真实冻融状态。经统计, 有效验证数据共 1695 个, 其中误分 219 个, 准确率达 87% (表 1)。

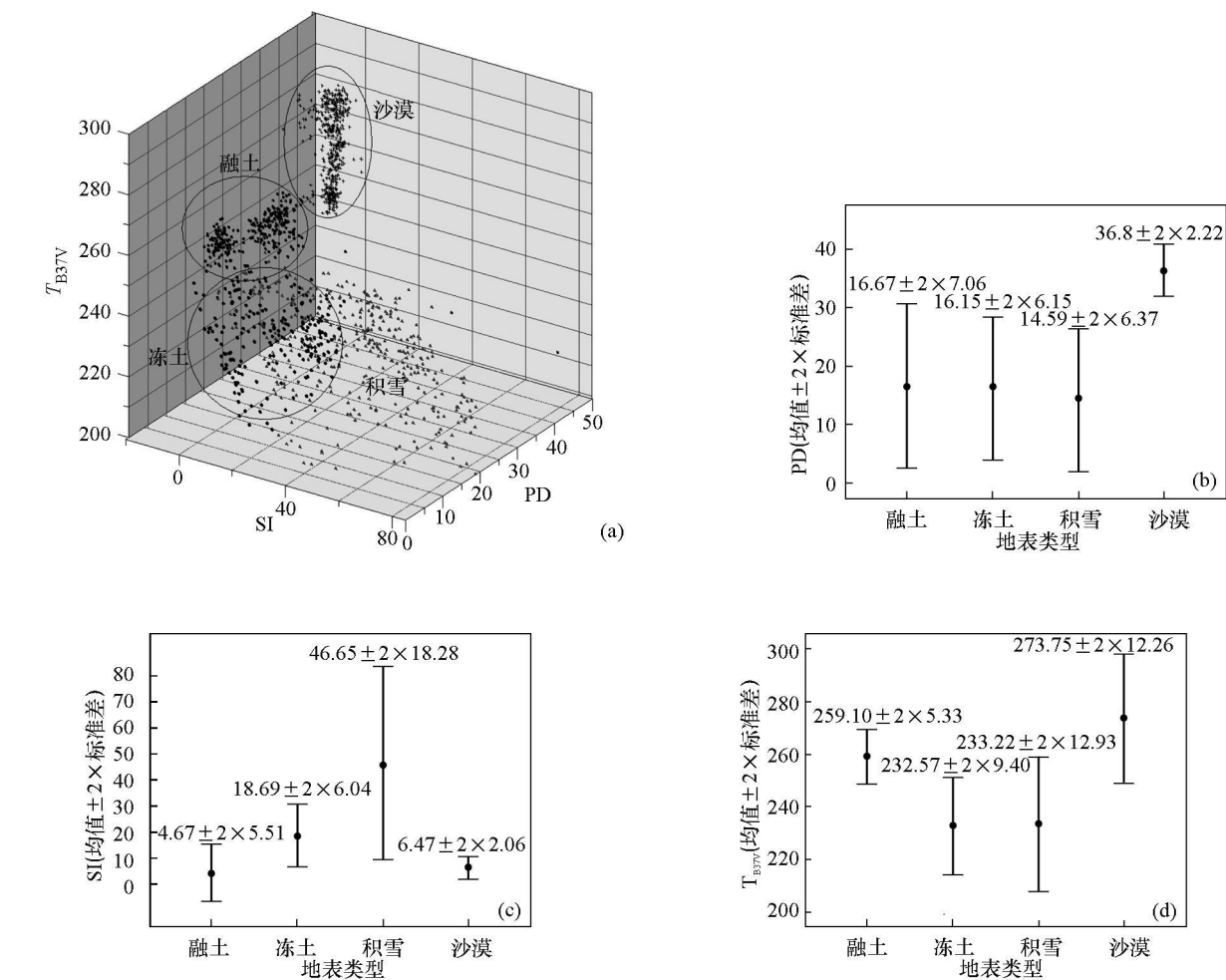


图 4 冻土、融土、沙漠和积雪样本的空间聚类特征

(a)及 PD(b)、SI (c)和 T_{B37V} (d)指标的分布范围

Fig 4 Cluster analysis on the samples of frozen soil thawed soil desert and snow (a) and the statistical characteristics of PD (b) SI (c) and T_{B37V} (d) for different land status

表 1 决策树分类结果验证

Table 1 Validation of the classification results

站点	经纬度	海拔高度 /m	有效验证数据 /个	误分 /个	准确率 /%
安多	91. 63° E 32. 24° N	4700	219	25	88. 58
MS608	91. 78° E 31. 23° N	4610	207	24	88. 41
MS637	91. 66° E 31. 02° N	4820	209	27	87. 08
D66	93. 78° E 35. 52° N	4600	217	15	93. 09
D105	91. 94° E 33. 07° N	5020	209	39	91. 34
D110	91. 88° E 32. 69° N	5070	211	41	80. 57
BJ	91. 90° E 31. 37° N	4509	207	19	90. 82
沱沱河	92. 43° E 34. 22° N	4535	216	29	86. 57
总计			1695	219	87. 08

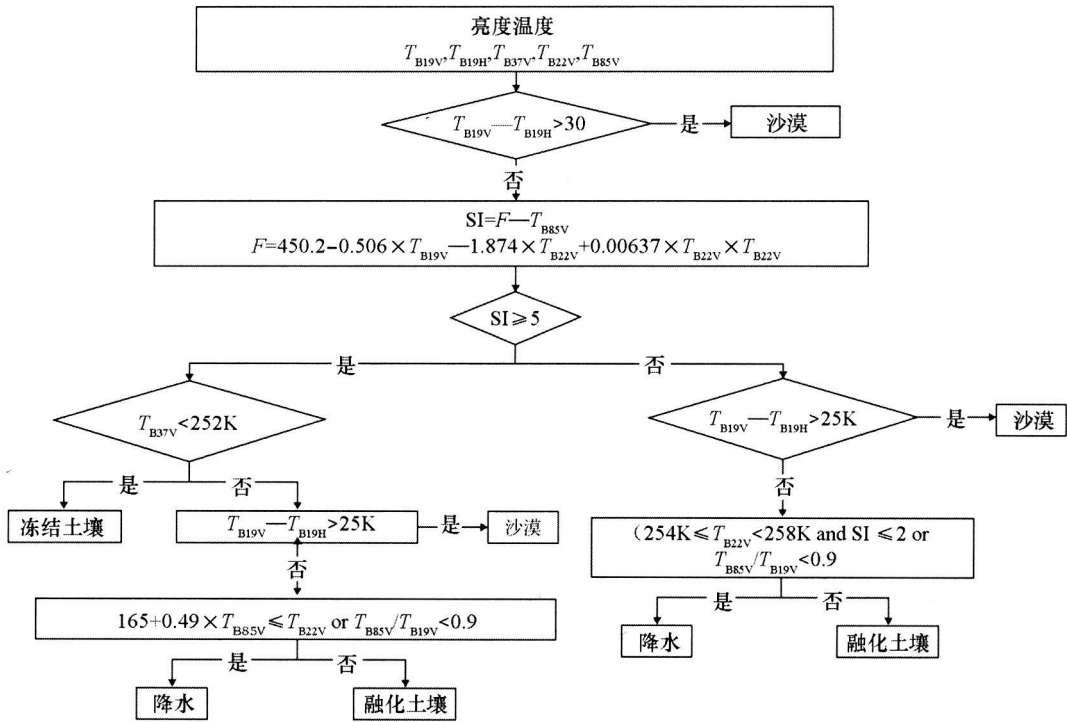


图 5 决策树流程图

Fig 5 Flow chart of decision tree for soil freeze/thaw classification

误分像元中有 18 个被错分为沙漠, 此类情况常见于地表平坦、较干燥的区域, 且多发生在地表温度较高的 6—9 月份。可通过分类前进行沙漠掩膜处理进一步提高精度。对剩余的 201 个错分像元绘制其温度的频数直方图 (图 6 (a)), 分析后发现近 40% 和 73% 的误分分别发生在浅层土壤温度为 -0.5°C — 0.5°C 和 -2.0°C — 2.0°C 之间, 即冻结点附近; 另外从时间序列来看, 误分主要出现于冷暖

季节过渡时期, 即 4—5 月和 9—10 月 (图 6 (b)), 分别占误分的 33% 和 38%。由于 SSM/ 分辨率较粗, 因此一个像元内的土壤温度存在异质性, 尤其是用站点数据进行验证且土壤温度在冻结点附近时; 此外, 当土壤温度在 273.16K 周围时, 土壤中的水分尚未充分融化或冻结, 而微波信号难以显著反映这一差异。从以上分析可看出, 该决策树算法可识别出稳定的土壤冻结和融化状态。

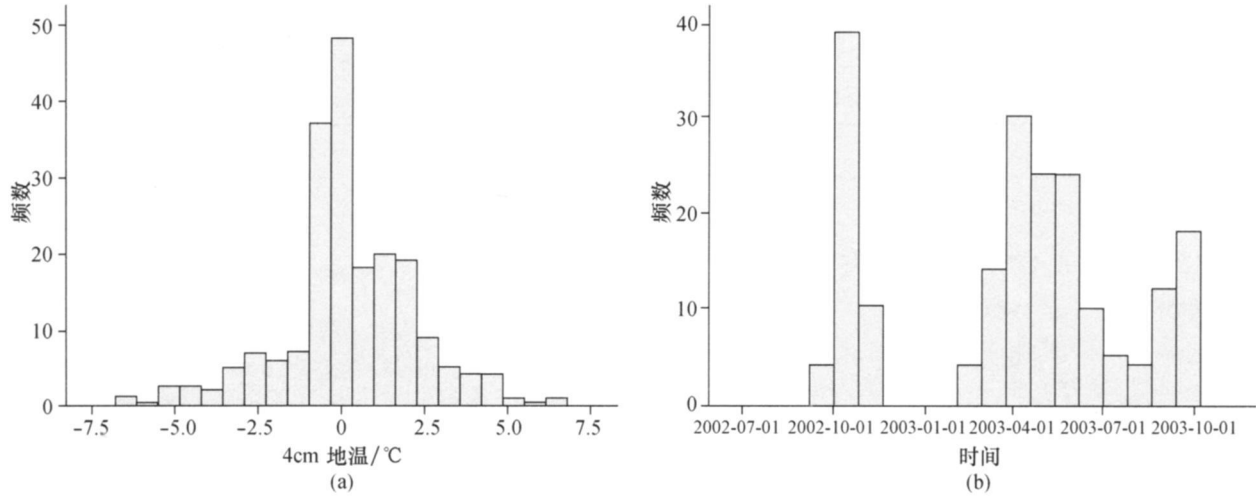


图 6 误分情况地温的频数直方图及误分发生时间的频数直方图

(a) 误分情况地温的频数直方图; (b) 误分发生时间的频数直方图

Fig 6 Frequency Histograms of misclassified pixels' soil temperature and occurrence time

(a) Frequency Histograms of misclassified pixels' soil temperature

(b) Frequency Histograms of misclassified pixels' occurrence time

为填补 SSM/ 条带数据缺失引起的无值区,对分类结果进行 5 天合成,得到中国全境的冻结日数图(图 7)。以中国冻土区划及类型图中的多年冻土和季节冻土范围为参考(周幼吾等, 2000),对图 7 中冻结天数 > 15 (小于 15 d 即为短时冻土) 的网格进行精度评价,得到总体分类精度为 91. 66% (赵英时, 2003); Kappa 系数为 80. 5%。经统计, 74% 的国

土面积发生地表冻融循环, 冻结天数最长的区域分布在藏西北, 几乎全年呈冻结状态。东北大兴安岭山地, 由于针叶林覆盖, 遮蔽了冠层下土壤的微波辐射信息, 因此 SSM/ 亮温实际反映的是植被冠层的冻融状况, 引起冻结天数偏小; 而属于季节冻土区的大巴山地区, 由于大气水汽含量过多, 引起 SI 值偏小, 也无法识别其地表冻结状态。

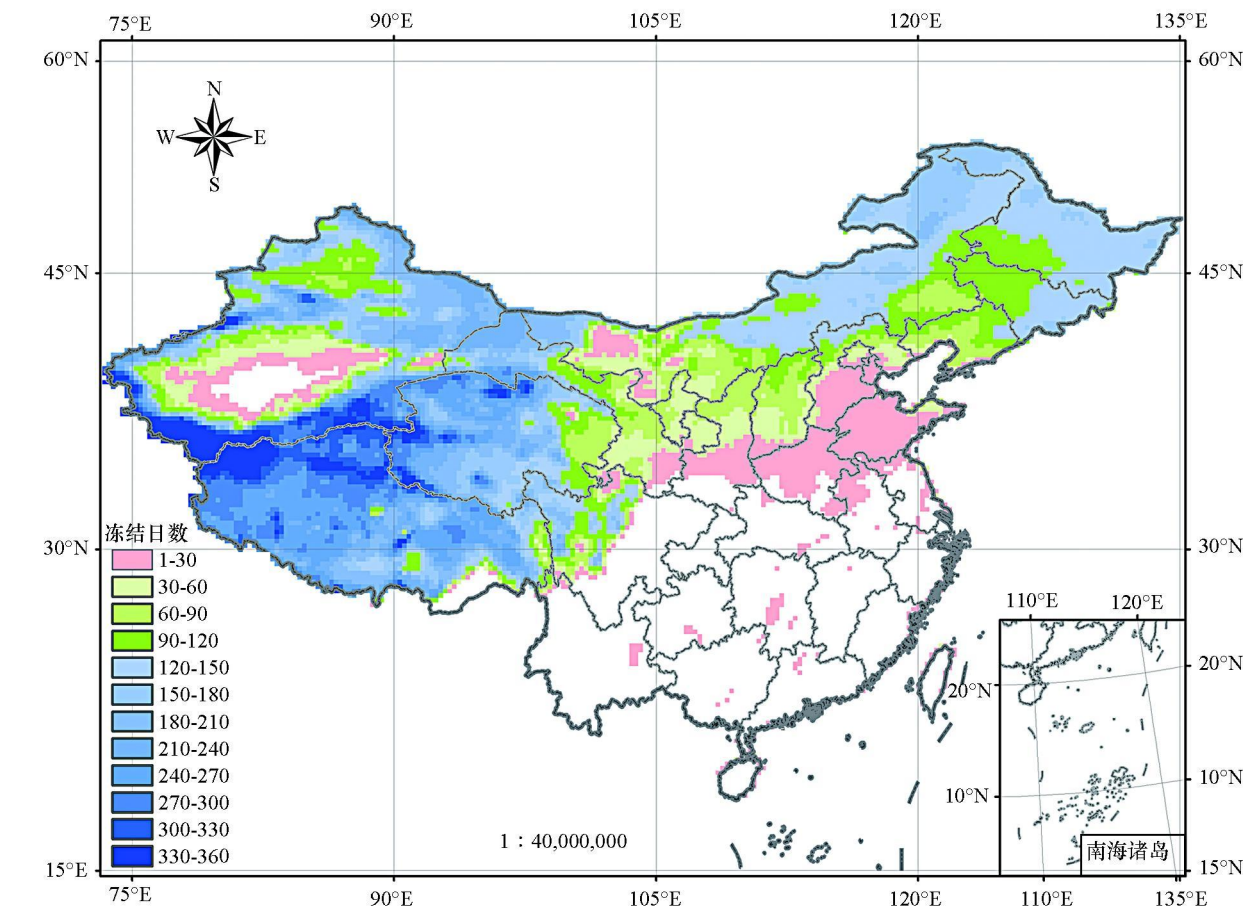


图 7 中国地表冻结天数图 (2002-10-01— 2003-09-31)
Fig 7 Number of frozen days in China (2002-10-01— 2003-09-31)

7 结论和展望

本研究在样本亮温特征统计分析和对冻结/融化地表的微波辐射及散射特性分析的基础上,建立了判别地表冻融状态的决策树,其分类精度可达到 87%。以此为基础,可用于 SSM/ 数据 (1987 年至今),并发展针对 SMMR (1978—1987 年)和 AMSR-E (2002 年至今)的决策树算法,最终形成自 1978 年至今的长序列地表冻融数据集,为气候变化、农业生产、水循环及碳循环研究提供基础数据。

被动微波数据空间分辨率较粗,存在较多混合

像元,这也是分类结果不确定性的主要来源。为进一步提高分类精度,今后可尝试发展考虑土地覆盖类型的分类方法,或从亮温时间序列出发,通过亮温变化特征判别土壤状态。

由于辐射计各通道接收到的均为地表发射信息,因此各通道亮温之间具有较高的相关性,造成信息重复。为增加有效信息量,可考虑联合主动微波遥感方式,用亮温和后向散射信息共同识别地表冻融状态。1998 年, NASA 喷气推进实验室 (Jet Propulsion Laboratory) 的 L 波段机载成像雷达,首次观测到由冻融引起的后向散射系数变化。随着土壤冻结,由于其介电常数减小,导致反射减小,使得

土壤的后向散射系数会降低几个 dB(Kimball et al, 2001)。此后利用主动微波传感器探测地表和植被冠层冻融状态的研究逐渐增多。目前, 业务化在轨运行的主动微波传感器的频率通常都较低, 多为 C 或 L 波段, 可穿透一定覆盖率的植被, 获得冠层之下的土壤状态信息。此外, 相对于亮温而言, 后向散射系数中几乎没有地表温度的影响, 因此冻结引起的后向散射系数变化是单向的, 这使得主动微波监测冻融循环的算法更加稳定(曹梅盛等, 2006)。目前常见的用于识别地表冻融状态的主动微波遥感传感器主要包括雷达和散射计, 雷达具有较高的空间分辨率, 而散射计虽然分辨率与辐射计相当, 但通常都具有对土壤水分更加敏感的多角度观测信息, 且重复周期快。因此, 以上主动微波遥感的特点, 均可作为识别地表冻融状态提供更多判别信息和依据, 最终获得更高空间分辨率和精度的冻融数据集。

致 谢 本研究由衷感谢美国雪冰数据中心(NSIDC)免费提供本研究所需的全部 SSM/I 数据产品和 GAME-Tbet 等 CEOP 项目无偿提供的观测数据。

REFERENCES

Allison, J. I., Barry, R. G., Goodison, B. E. 2001. Climate and Cryosphere (CLIC) Project Science and Coordination Plan. WCRP-114/WMO/TD No. 1053.

Cao M. S., Zhang T. J. 1997. Monitoring terrain soil freeze/thaw condition on Qinghai Plateau in spring and autumn using microwave remote sensing. *Journal of Remote Sensing* **1**(2): 139–144.

Cao M. S., Li X., Wang J. et al. 2006. *Remote Sensing of Cryosphere*. Beijing: Science Press.

Che T. 2006. Study on passive microwave remote sensing of snow and snow data assimilation method. Ph. D. thesis of the Graduate school of the Chinese Academy of Sciences.

Dobson, M. C., Ulaby, F. T., Hallikainen, M. et al. 1985. Microwave dielectric behavior of wet soil. Part II: four-component dielectric mixing models. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing* **GE-23**: 35–46.

Edgerton, A. T., Sogryn, A., Poe, G. 1971. *Microwave Radiometric Investigations of Snowpack*. Final Rep. 1285 R-4 of Contract 14-08-001.

England, A. W., Galanowicz, J. F., Zuerndorfer, B. W. 1991. A volume scattering explanation for the negative spectral gradient of frozen soil. *ISARSS* 1175–1177.

England, A. W. 1990. Radiobrightness of diurnally heated freezing soil. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing* **28**(4): 464–476.

Forde, J. V., Grody, N. C. 1992. Classification of snow cover and

Precipitation using SSM/I measurement: case studies. *International Journal of Remote Sensing* **13**(17): 3349–3361.

Givri, J. R. 1997. The extension of the split window technique to passive microwave surface temperature assessment. *International Journal of Remote Sensing* **18**(2): 335–353.

Goodison, B. E., Brown, R. D., Grane, R. G. 1998. *BOS Science Plan Chapter 6: Cryospheric System*. NASA.

Grody, N. C., Basist, A. N. 1996. Global identification of snow cover using SSM/I measurement. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing* **34**(1): 237–248.

Grody, N. C. 1991. Classification of snow cover and precipitation using the special sensor microwave imager. *Journal of Geophysical Research* **96**(D4): 7423–7435.

He W. Y., Chen H. B. 2006. Analysis of evolutionary characteristics of a hailstorm precipitation from TRMM observation. *Acta Meteorologica Sinica* **64**(3): 364–376.

Jin, R., Li, X. 2002. A review on the algorithm of frozen/thaw boundary detection by using passive microwave remote sensing. *Remote Sensing Technology and Application* **17**(6): 370–375.

Jin, Y. Q. 1997. Analysis of SSM/I data over the desert areas of China. *Journal of Remote Sensing* **1**(3): 192–197.

Judge, J., Galanowicz, J. F., England, A. W. et al. 1997. Freeze/thaw classification for prairie soils using SSM/I radiobrightnesses. *IEEE Transaction On Geoscience and Remote Sensing* **35**(4): 827–832.

Kimball, J. S., McDonald, K. C., Keyser, A. R. et al. 2001. Application of NASA scatterometer (NSCAT) for determining the daily frozen and nonfrozen landscape of Alaska. *Remote Sensing of Environment* **75**: 113–126.

Neale, C. M. U., McFarland, M. J., Chang, K. 1990. Land surface type classification using microwave brightness temperature from the special sensor microwave imager. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing* **28**(5): 829–838.

Ulaby, F. T., Moore, R. K., Fung, A. K. 1986. *Microwave Remote Sensing: Active and Passive*. Dedham, MA: Artech House.

Wang, S. L., Yang, M. X., Koike, T. et al. 2000. Application of the eddy correlation method to researching moisture variation in active layer on the Tibetan plateau. *Journal of Glaciology and Geocryology* **22**(1): 78–84.

Williams, P. J., Smith, M. W. 1989. *The Frozen Earth*. New York: Cambridge University Press.

Zhang, T., Amstutz, R. L., Smith, J. 2003. Investigation of the near surface soil freeze/thaw cycle in the Contiguous United States: algorithm development and validation. *Journal of Geophysical Research* **108**(D22). doi: 10.1029/2003JD003530.

Zhang, T., Amstutz, R. L. 2001. Soil freeze/thaw cycles over snow-free land detected by passive microwave remote sensing. *Geophysical Research Letters* **28**(5): 763–766.

ZHAO, Y. S. 2003. *Analysis Principle and Methods of Remote Sensing Application*. Beijing: Science Press.

Zhou, Y. W., Guo, D. X., Qiu, G. Q. et al. 2000. *Geocryology in China*. Beijing: Science Press.

Zuerndorfer, B., England, A. W., Dobson, M. C. et al. 1990. Mapping freezing/thaw boundary with SMMR data. *Agricultural and Meteorology* **52**: 199–225.

Zuerndorfer, B., England, A. W. 1992. Radiobrightnesses decision

criteria for freeze/thaw boundaries. IEEE Transaction on Geoscience and Remote Sensing, 30(1): 89–102

附中文参考文献

- 曹梅盛, 李新, 王建等. 2006 冰冻圈遥感. 北京: 科学出版社
- 曹梅盛, 张铁钧. 1997 青海高原春秋地表土冻融的微波遥感监测. 遥感学报, 1(2): 139–144
- 车涛. 2006 积雪被动微波遥感反演与积雪数据同化方法研究. 中国科学院研究生院博士学位论文
- 何文英, 陈洪斌. 2006 TRMM卫星对一次冰雹降水过程的观测分析研究. 气象学报, 64(3): 364–376

- 金亚秋. 1997 星载微波 SSM/ I对中国西北沙漠地区遥感数据的辐射特征分析. 遥感学报, 1(3): 192–197
- 晋锐, 李新. 2002 被动微波遥感监测土壤冻融界限的研究综述. 遥感技术与应用, 17(6): 370–375
- 王绍令, 杨梅学, 小池俊雄等. 2000 时域反射仪在监测青藏高原活动层水分变化过程中的应用. 冰川冻土, 22(1): 78–84
- 赵英时. 2003 遥感应用分析原理与方法[M]. 北京: 科学出版社
- 周幼吾, 郭东信, 邱国庆等. 2000 中国冻土. 北京: 科学出版社

A decision tree algorithm for surface freeze / thaw classification using SSM/ I

JIN Rui, LIXin, CHE Tao

Cold and Arid Regions Environmental and Engineering Research Institute, CAS, Gansu Lanzhou 730000, China

Abstract A decision tree algorithm was developed to classify the freeze/thaw status of the surface soil based on the cluster analysis of samples such as frozen soil, thawed soil, desert and snow, along with microwave emission and scattering characteristics of the frozen/thawed soil. The algorithm included five SSM/ I channels (19 V, 19 H, 22 V, 37 V, 85 V) and three crucial indices including scattering index, 37 GHz vertical polarization brightness temperature and 19 GHz polarization difference, and took into consideration the scattering effect of desert and precipitation.

The pureness of samples is essential to the analysis of the microwave brightness temperature characteristics, which is prior to deciding the thresholds of each node of the decision tree. We have selected four types of samples, including frozen soil, thawed soil, desert and snow. The frozen soil has some special microwave emission and scattering characteristics different from the thawed soil. ① lower thermodynamic temperature and brightness temperature; ② higher emissivity; ③ stronger volume scattering, and the brightness temperature decreased with increasing frequency. The threshold of each node of the decision tree can be determined by using cluster analysis of three vital indices, and calculating the average and standard differences of each type and each index.

The 4 m depth soil temperature on the Qinghai-Tibetan Plateau observed by Soil Moisture and Temperature Measuring System of GEWEX-Coordinated Enhanced Observing Period were used to validate the classification results. The total accuracy can reach about 87%. A majority of misclassification occurred near the freezing point of soil, about 40% and 73% of the misclassified cases appeared when the surface soil temperature is between -0.5 – 0.5 °C and -2.0 – 2.0 °C, respectively. Furthermore, the misclassification mainly occurred during the transition period between warm and cold seasons, namely April–May and September–October. Based on this decision tree, a map of the number of frozen days during Oct. 2002 to Sep. 2003 in China was produced by composing 5 days classification results due to the swath coverage of SSM/ I. The accuracy assessment for pixels with more than 15 frozen days (less than 15 meaning the short time frozen soil) was carried out with the regions of permafrost and seasonally frozen ground in map of geocryological regionalization and classification in China as reference data (Zhou et al., 2000), and the total classification accuracy was 91.66%, while the Kappa coefficient was 80.5%. The boundary between frozen and thawed soil was well consistent with the southern limit of seasonally frozen ground.

A long time series surface frozen/thawed dataset can be produced using this decision tree, which may provide indicating information for regional climate change studies, regional and global scale carbon cycle models, hydrologic model and land surface model, so on.

Key words SSM/ I, brightness temperature, surface frozen/thawed, decision tree