

用 SSM/I 微波遥感图像分析海上台风的螺旋云带^{*}

游 然 许健民 张文建

(国家卫星气象中心, 北京, 100081)

摘 要

文中介绍了美国国防气象卫星专用微波成像仪(SSM/I)上各通道的特性, 分析了大气中各种粒子(尤其是云滴和降水滴)对各通道辐射的吸收和散射效应。通过对 SSM/I 图像上台风单通道剖面、双通道散点图的分析, 揭示了台风在微波图像上表现形式的内在物理原因。在此基础上, 设计了一个降水指数, 方法是: 将 85.5 GHz 的吸收段对称拉伸到散射段的延长线上, 然后求归一化后的 19.35, 37.0 GHz 和经拉伸处理的 85.5 GHz 图像 3 者的平均值。3 个通道合成降水指数克服了 37.0 GHz 对大雨滴不敏感, 和 85.5 GHz 对中等大小雨滴不敏感的缺点, 比原始单通道微波图像更清楚地显示了台风的螺旋云带结构。

关键词: SSM/I, 微波遥感, 台风螺旋云带。

1 引 言

台风是影响中国的主要灾害性天气系统之一。目前中国气象业务工作中对台风的定位主要依赖于光学遥感图像, 即可见光和红外图像。可见光和红外辐射仪分别探测云顶的反照率和温度。这两种方法获得的都是降水云系的外观。尽管降水云系的外观与降水强度有一定的关系, 这两种方法毕竟还没有直接对降水云系内部的降水粒子进行探测。当台风眼被卷云罩遮住的时候, 可见光和红外辐射仪看到的只是台风云系顶部的云罩, 它们无法穿透云层看到存在于云罩下面的螺旋云带和眼。因此, 用光学遥感图像对无眼弱台风的定位往往不准确。台风定位不准, 必然对台风路径的预报有影响。因此对台风螺旋云带和眼的观测是卫星遥感的一项重要任务。

大气介质中云滴和降雨滴与微波辐射的相互作用, 是微波遥感降雨的物理基础^①。和光学遥感测量技术一样, 微波辐射仪所测量的也是观测目标物所发射的电磁辐射强度。各种波长的辐射与大气介质中各种尺度的粒子尤其是云滴和降水雨滴粒子存在相互作用。相对于可见光和窗区红外波段, 微波波长较长, 它与大气介质的相互作用不同于可见光或红外辐射; 与可见光不同, 大气介质对微波的散射

可忽略(有雨时除外); 与红外辐射不同, 地表发射微波辐射中的一部分可以穿过多数非降水云而只受到较小的衰减, 甚至中等程度的液水云也不会完全将地物挡住。因为微波辐射仪可以穿透云层观测到云中降水雨滴的情况, 从可见光和红外图像上看不见的弱台风的眼, 在微波图像上却可以看到, 这就为无眼弱台风的定位问题开辟了一个新的观测途径。

国际上已发表了很多微波反演降水的算法。算法大都是在微波辐射传输物理机制的基础上设计的。有的基于统计方法, 回归出待反演参数和观测值之间的关系, 如 NOAA 卫星研究实验室所用的 Grody^[1]的算法。它通过散射指数确定陆面和海洋上的雨区。在雨区, 降雨率与散射指数之间有线性关系。有的基于物理方法, 在模式模拟的基础上进行反演, 如 Ferriday 和 Avery^[2]用大气云模式确定主要影响向上微波辐射的大气和表面参量的大小及分布, 通过辐射传输计算, 导出用下垫面、大气和实际卫星亮温数据估计降水率的算法。也有的基于混合的统计-物理降水反演算法, 其中云辐射模式是其中的一部分, 如 Mugnai^[3]。但是, 由于在对待信号的衰减和散射、解释视场中降水的不均匀性、以及区分暖雨和非降水云等方面存在的差异, 算法结果也大不相同。

文中通过分析一个台风云系的 SSM/I 微波图

^{*} 初稿时间: 2000 年 4 月 7 日; 修改稿时间: 2001 年 8 月 21 日。

资助课题: 863-308 对地观测, 国家重点基础研究发展规划项目(G1998040912)

① Grant W Petty. AMS short course on passive microwave satellite radiometry (retrieval of atmospheric parameters), Long Beach.

像,说明采用微波图像为什么能分析出卷云罩下面螺旋状降水云带的物理原因。并据此设计了一种降水指数。它比原始微波图像更能清楚地描绘出台风螺旋云带的结构。

2 仪器及资料

专用微波探测成像仪 SSM/I 是搭载于美国国防卫星计划(DMSP)系列卫星的被动微波成像仪。DMSP 系列卫星运行在近极地圆形太阳同步轨道上,每天 12 轨,高度 860 km,倾角 98.8°,轨道周期

102.2 min。SSM/I 仪器有 7 个观测通道,频率分别为 19.35, 22.235, 37.0 和 85.5 GHz,相当于波长分别为 15.5, 13.5, 8.1 和 3.5 mm);除了 22.235 GHz 位于水汽吸收区、只在垂直极化方向观测外,其余 3 个频率均位于大气窗区、在水平和垂直两个极化方向进行观测。表 1^①给出了 SSM/I 各观测通道所在的频率、极化方向和空间分辨率。为了叙述方便,把这 7 个通道分别记为 19V, 19H, 22V, 37V, 37H, 85V 和 85H。

文中所用的微波资料是搭载于美国国防气象卫

表 1 SSM/I 各观测通道的频率、波长、极化方向和有效(3dB)空间分辨率

频率(GHz)	波长(mm)	极化方向	积分时间(ms)	沿轨道方向地表分辨率(km)	横跨轨道方向地表分辨率(km)
19.35	15.5	V	7.95	69	43
19.35	15.5	H	7.95	69	43
22.235	13.0	V	7.95	50	40
37.0	8.10	V	7.95	37	28
37.0	8.10	H	7.95	37	29
85.5	3.50	V	3.89	15	13
85.5	3.50	H	3.89	15	13

注: V 为垂直极化, H 为水平极化

星 f10 上的专用微波成像仪 SSM/I 所测得的,已经经过预处理。各个通道的数据均归一化投影在 1/3 等经纬度网格上。微波图像上 3 个象素对应地球上 1 个纬度的宽度。红外图像来自日本静止气象卫星 GMS-5,分辨率为 5 km。

3 被动微波遥感的物理原理

地面发射的微波辐射,在到达卫星的过程中,会受到大气中各种成分如氧气、水汽以及云和降水粒

子的吸收、散射作用而使信号的强度及极化状态发生变化。

3.1 散射效率与粒子大小的关系

图 1 所示为 SSM/I 的 4 个观测频率点上散射效率随粒子半径的变化曲线^[4]。任一条曲线(即任一观测波长)都可以分为 3 段:第一段雷利散射段,位于曲线的最左端,粒子半径远远小于被散射辐射波长,散射效率很低,辐射能穿透介质,介质几乎是透明的;第二段米散射段,随粒子半径增大,散射效

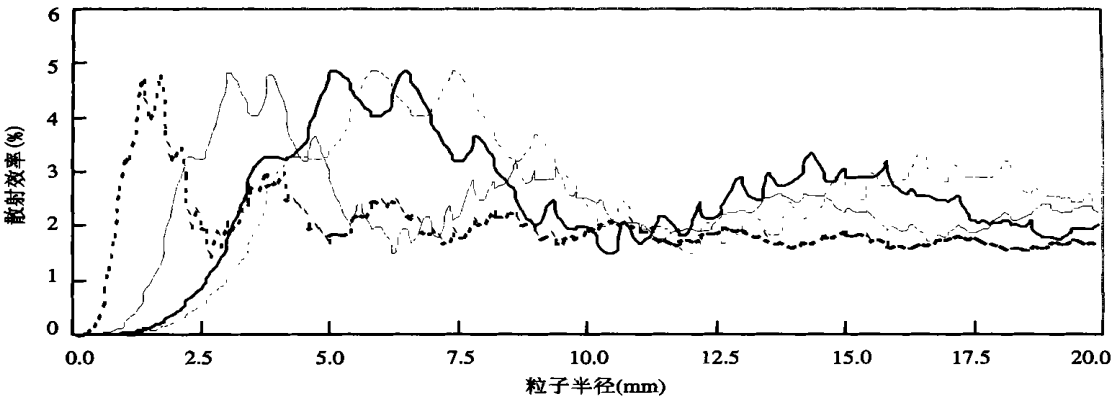


图 1 在 SSM/I 的 4 个观测频率点上,散射效率随粒子半径的变化曲线
(4 条曲线对应的频率点分别为 85.5 GHz(3.50 mm,粗虚线)、37.0 GHz(8.10 mm,细实线)、
22.235 GHz(13.03 mm,粗实线)、19.35 GHz(15.5 mm,细点线))

率大的走向趋势是从峰值逐渐减小, 这一段的粒子大小是可以探测到的; 随粒子半径进一步增大, 散射效率波动地降低, 在粒子远大于观测波长时, 进入第三段, 散射效率趋于常数 2, 散射效率不随粒子大小变化而变化, 这一段的粒子大小探测不到。

3.2 气体、云滴、降水雨滴对微波辐射的吸收与散射作用

表 2 列出了几种典型云和降水粒子的半径^[5]。对照图 1 与表 1 和表 2 中的数据, 我们可以定性判断大气介质中各种粒子与微波辐射的相互作用。

表 2 雾、层状云、积状云、降水粒子的半径

降水粒子类型	粒子半径
雾	1~ 10 μ m
层状云	10 μ m
积状云	10~ 100 μ m
降水	大于 100 μ m

在 SSM/I 的 4 个观测频率点, 气体、雾、层状云、积状云粒子都比微波观测波长小得多, 位于雷利散射段。它们对微波辐射的散射很小。因此在微波遥感数据进行分析时, 只需考虑它们对微波辐射的吸收再发射效应。其中云滴的吸收再发射效应比气体大得多。

降水粒子半径大于 0.1 mm, 它们可以变动于 0.1~ 3.0 mm 之间。毛毛雨的雨滴半径为 0.1 mm 左右, 中到大雨的雨滴半径为 1.0~ 1.5 mm, 较大的雨滴半径可达到 2.0~ 3.0 mm 左右^[5]。一般 2.0 mm 以上的雨滴会被气流击碎, 只有少数雨滴半径能达 3.0 mm。

从图 1 上可以看出, 云中的降水粒子(半径 0.1 ~ 2.0 mm) 对于 19.35 和 22.235 GHz(波长分别为 15.5 和 13.5 mm) 的微波辐射波长而言小得多, 也在雷利散射段, 在这两个频率点上散射效应很小, 可以忽略不计, 只需考虑降水粒子对它们的吸收再发射效应。

85.5 GHz 观测波长(3.5 mm) 与大雨滴的大小(1.0~ 2.0 mm) 就比较接近了, 大的观测降水粒子对 85.5 GHz 而言在米散射段, 散射效应不能忽略。

对于 37.0 GHz 而言, 只有少部分特别大的雨滴能到达米散射与雷利散射之间的散射效率迅速随粒子半径增大的区域, 与 19.35 GHz 一样, 大部分降水粒子还可以认为是在雷利散射段, 散射效率也是很低的。

总的来说, 微波相对于红外、可见光而言波长较

长, 在没有降水云存在(即散射作用可以忽略)的情况下, 受大气介质中云滴的影响, 只需考虑吸收再发射的作用; 在有降水时, 对于 85.5 GHz 波段, 除了吸收再发射外, 还要考虑大降水雨滴和冰晶对微波辐射的散射作用。

3.3 从海面向上的微波辐射与大气介质的相互作用

下垫面发射的微波辐射, 在到达卫星的过程中, 会受到大气介质中云和降水粒子(包括水滴和冰晶)的影响。海洋下垫面的微波发射率很低(只有 0.4 左右), 是微波辐射的冷背景, 而云滴和降水雨滴的微波发射率却接近于 1。因此, 尽管云的温度比海面略低, 云雨滴发射的微波辐射却比海面要强。吸收再发射效应使得从海面发射的微波辐射穿过云以后辐射强度反而增强。

对于 19.35 和 37.0 GHz 观测频段而言, 降水水滴对微波辐射的散射作用很小, 可以忽略不计, 只需考虑它们对下垫面微波辐射的吸收再发射效应。吸收再发射效应使微波辐射强度增强, 因此 19.35 和 37.0 GHz 频段在降水区观测到的亮温比无降水的海面高。

85.5 GHz 当雨滴很小的时候, 散射作用也可以忽略不计, 观测亮温随着吸收再发射效应而增大, 但是随降水粒子增大, 由于降水粒子位于米散射段, 能量被散射到其他方向上去, 在散射效应超过吸收效应后, 下垫面发射的微波辐射穿过降水云以后强度反而减小。

另外, 海表发射的微波辐射是极化的, 而云滴和雨滴发射的辐射是非极化的, 因此, 云雨滴的吸收再发射和散射作用会减弱海表发射辐射的极化程度。

4 SSM/I 微波遥感图像分析

台风在红外、可见光卫星图像上表现为有组织的螺旋状云系。成熟台风的中心有一个眼, 围绕眼区是密蔽云区。密蔽云区对流发展最为旺盛, 直径一般达 150 km 以上。在密蔽云区的外面是一至数条螺旋云带。选取台风作为分析对象, 一个重要的原因就是因为在洋面上可以用以做真实性检验的资料少, 而台风有特定的云系, 在微波图像上容易识别。

图 2a 为 GMS 红外图像, 图 2b, c, d 为同时同地同投影的 19H, 37H, 85H SSM/I 微波图像。为了与人们看红外图像时已习惯了色调与温度的关系一

致, 已经对微波图像作了反转处理, 即白色表示低亮温, 黑色表示高亮温。这些图像显示了一个正在减弱变性成温带气旋的台风, 它的结构已明显地不对称, 从红外图像上可以看出它的云系轮廓呈逗点状。

4.1 单通道剖面图分析

在图 2 所示的红外、微波图像上穿过眼区取一条南北向剖面, 剖面位置已在图像上标出。微波图像剖面由 51 个象素点组成, 3 个象素代表 1 个纬

度, 剖面总跨度为 17 个纬度。眼区所在的位置在 21°N (图 3 中用一圆点标识出)。取纬度为横坐标, 红外、微波亮温为纵坐标, 分别作剖面图 3a, 3b。

红外窗区通道反映的是云顶温度的变化。从图 3a 可以看出, 云顶亮温在剖面上变动幅度很大, 反映出卷云罩的丝缕状结构。但是, 图 3a 上台风眼所在的地方却没有特别的特征, 因为对流的云上的卷云罩遮住了云系内部的螺旋云带。

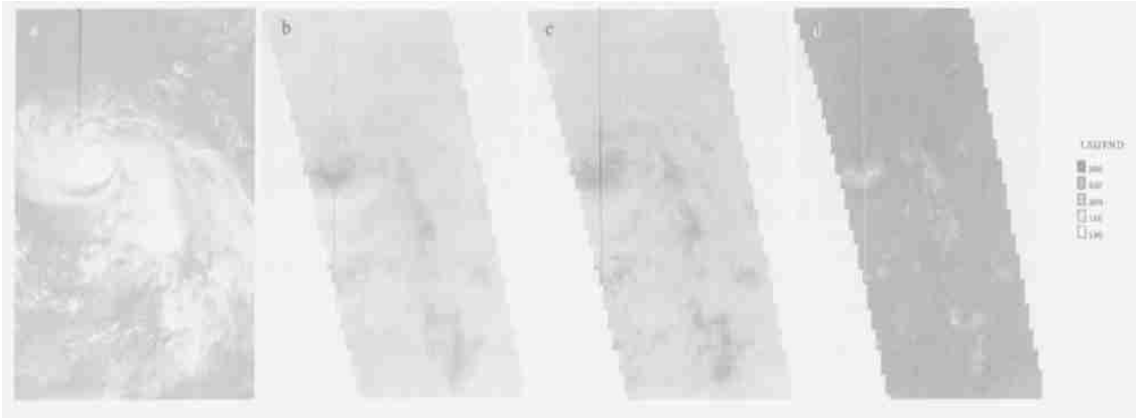


图 2 1996 年 7 月 25 日 07 时日本附近洋面上的热带气旋
(a. GMS 红外图像, b. 19H 微波图像, c. 37H 微波图像, d. 85H 微波图像; 图像为等经纬度投影, 范围为: 左上角(30°40' N, 137°20' E), 右下角(4°40' N, 156° E), 图像大小: 56 行×78 列, 图中竖线为一维剖面所取位置)

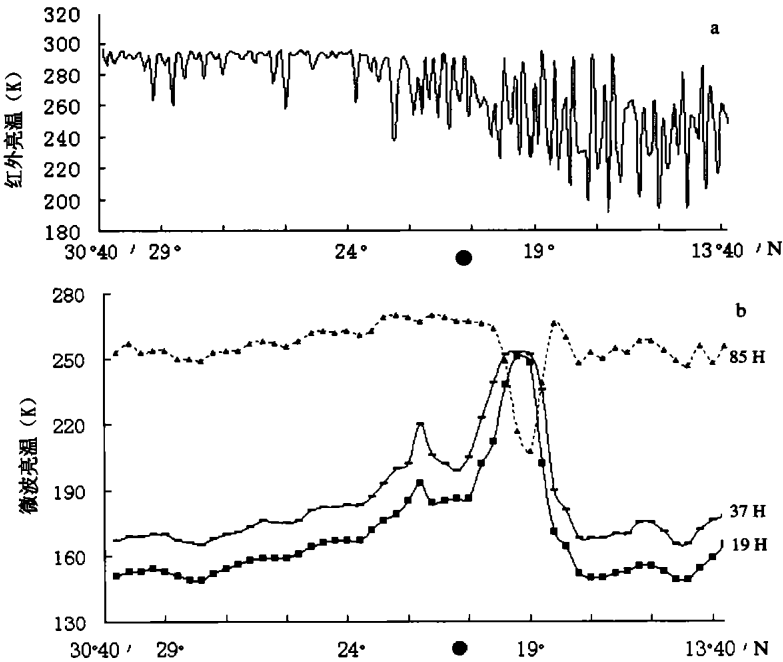


图 3 图 2 所示穿过台风眼的剖面上亮温的变化曲线

(a. 红外亮温, b. 微波亮温; 图下部的圆点代表台风眼的位置)

微波亮温图像和红外图像不同。在图 3b 中, 19H 和 37H 的亮温曲线在眼区表现为一个低谷, 其南北两侧各有一峰(高亮温区)。由台风外围到眼区两侧的亮温极大值区, 亮温总的来说呈上升趋势。这是由于在 19H 和 37H, 粒子对微波辐射吸收再发射作用占主导地位, 如 3.3 中所述, 对流旺盛的螺旋状云系中降水粒子大而密集的地方 19H 和 37H 通道的亮温高。尤其是眼区以南的波峰处亮温最高, 说明此处的吸收再发射作用最强, 眼区以南密蔽云区比眼区以北旺盛得多。

85H 图像上, 从台风外围向内移动, 总的来讲亮温是升高的。在台风眼附近, 85H 的亮温达最大值。但是我们还可以注意到, 在 19H 和 37H 观测通道的峰值(19°N)附近, 85H 观测的亮温反而降低, 即在眼区以南(19°N), 19H 和 37H 观测亮温峰值所在的地方, 85.5H 有一个亮温深谷。这是由于在台风螺旋云带和眼墙区所在的地方存在大雨滴, 大雨滴的大小只比 85H 的观测波长略小, 当大雨滴的散射作用超过吸收再发射作用时, 亮温反而降低。因此, 受吸收再发射作用和散射作用两种不同物理过程的影响, 从台风外围向台风中心地带, 85H 的图像先变黑, 再变白。

37H 的亮温曲线与 19H 的亮温曲线很相似, 这

是由于大气中的雨滴(2~3 mm) 对于这两个波段都位于雷利散射区, 散射效率低, 介质与微波辐射的相互作用以吸收再发射为主。

4.2 垂直和水平极化散点图分析

海表发射的微波辐射是极化的, 它在大气中传输的过程中, 会被吸收、再发射和散射。而水滴发射的辐射是非极化的。所以, 如果海表发射的辐射被大气介质中的水滴消光了的话, 卫星上的辐射计接收到的微波辐射就是非极化的; 如果海表发射的辐射有一部分到达辐射计, 则观测到的辐射就是极化的。极化图帮助我们判断卫星接收到的辐射是否有来自海表的部分: 如果水平极化和垂直极化观测值大小相等, 卫星接收到的辐射就是非极化的; 否则就是极化的。

图 4a, 4b 分别是图 2 所示区域所有像素点 SSM/I 19V 与 19H 观测亮温, 85V 与 85H 观测亮温散点图。

从图 4a 可见, 19.35 GHz 处垂直极化亮温总是大于水平极化, 说明在 19.35 GHz, 云滴和雨滴的吸收再发射作用没有完全遮蔽从下垫面来辐射的极化性质。

我们把 19H 的亮温区间[138, 255 K]分成等间距的 3 个区: 1 区[138, 176 K], 2 区[177, 215 K], 3

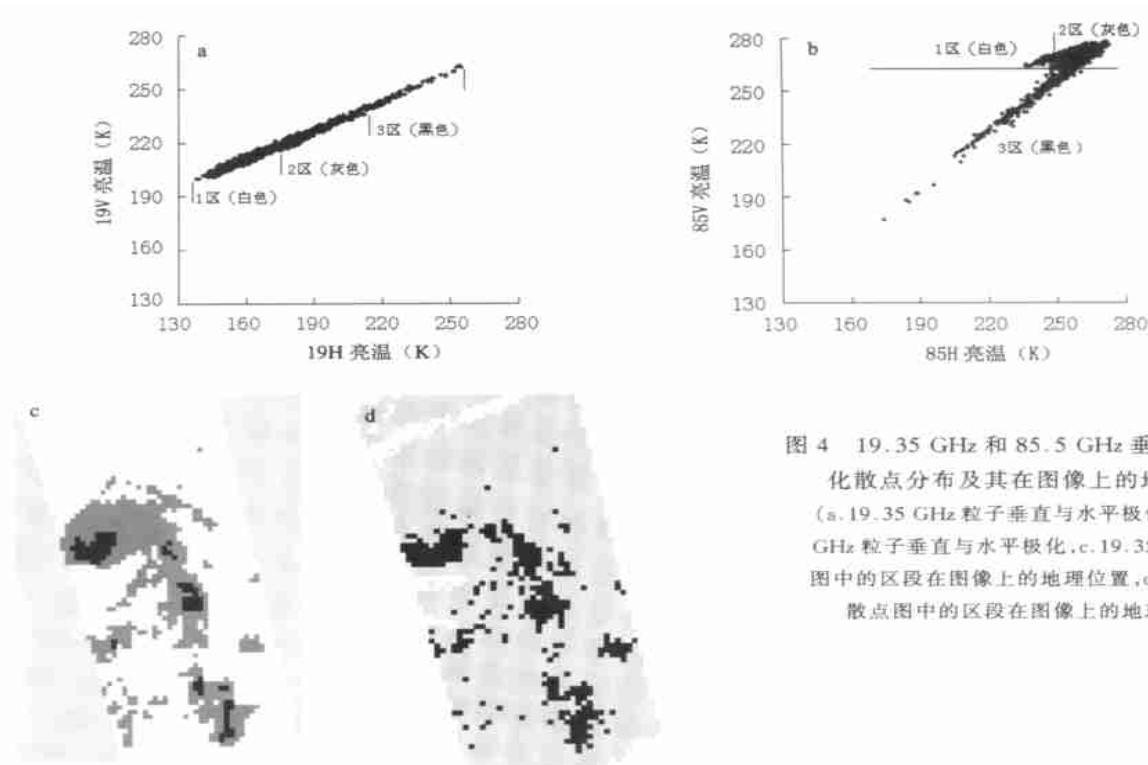


图 4 19.35 GHz 和 85.5 GHz 垂直与水平极化散点分布及其在图像上的地理位置 (a. 19.35 GHz 粒子垂直与水平极化, b. 85.5 GHz 粒子垂直与水平极化, c. 19.35 GHz 散点图中的区段在图像上的地理位置, d. 85.5 GHz 散点图中的区段在图像上的地理位置)

区[316, 255 K], 将每个区间所对应的象素用一种色调表示出来, 如图 4c 所示。将 4c 与红外云图 2a 对照可见, 随着 19H 观测亮温的升高, 这些区段所代表象素所在的地理位置由台风周边(1 区)、到台风密蔽云区和螺旋云带周边云系(2 区)、到密蔽云区和螺旋云带中部(3 区)。可以定性判断, 从 1 区到 3 区, 云中水滴逐渐增大。

图 4b 所示 85.5 GHz 的散点图外观比 19.35 GHz 复杂得多, 它由两个斜率明显不同的区段交接而成: 其中图上部的区段斜率不等于 1(说明云滴和雨滴没有完全遮蔽从下垫面上来辐射的极化性质), 图像下面的区段斜率近似等于 1(说明从下垫面上来辐射的极化性质已被遮蔽)。如果我们把散点图上这两个区段分别映射到原始地理图像上, 即分别取出两个段(1 区 85 V 大于等于 264 K, 85H 小于等于 251 K; 3 区 85 V 小于等于 265 K)和两个段的交接处(2 区 85 V 大于等于 264 K, 85H 大于等于 252 K), 并将其对应的象素点用不同的色调表示出来, 如图 4d 所示。对照散点图和分段示意图, 可以看出, 1 区对应无云或少云区, 3 区对应台风的螺旋状云带区或眼墙区, 而 2 区则是它们之间的过渡区。随着云由薄至厚, 85.5 GHz 观测的亮温先升高, 然后降低。根据前面的分析, 可以推断, 1 区吸收再发射作用占主导地位, 2 区吸收和散射作用不相上下, 3 区是散射作用超过了吸收再发射作用。我们称吸收再发射作用占主导地位的区段为吸收再发射段, 亮温测值极大的区段为转折段, 散射作用占主导地位的区段为散射段。可见, 随着云水含量和降水粒子的增大, 85.5 GHz 观测的亮温从吸收段的低端上升到转折点、再从转折点沿散射段下降。85.5 GHz 散射段很长, 而且散射段的最低亮温(降水最强处)比吸收段的最低亮温(晴空区)要低得多, 可见降水粒子对 85.5 GHz 的散射作用是很强的。

5 降水指数

5.1 85.5 GHz 吸收段的对称映射

由上述对图 4a, c 的分析可以知道, 在 19.35 GHz 频段(37.0 GHz 也是如此), 吸收再发射作用占主导地位, 它观测的亮温随着雨滴和降水粒子的增大而升高。对图 4b, d 的分析可以知道, 85.5 GHz 散点图上有一转折点, 从台风系统外围的卷云区到螺旋云带的眼墙区, 随雨滴增大, 85.5 GHz 的观测亮温先是增加, 达到极值, 然后反而降低。也就

是说, 85.5 GHz 的微波辐射亮温与大气介质中雨滴的大小不是一一对应的。

从对图 4a, c 分析, 我们还注意到, 垂直与水平极化散点图上不同的斜率能够有效地区分吸收再发射起主要作用的区段(斜率不等于 1)和散射起主要作用的区段(斜率近似等于 1)。在斜率不等于 1 的吸收再发射段, 85.5 GHz 观测亮温随降雨粒子的增大而增加。在斜率近似等于 1 的散射段, 85.5 GHz 观测的亮温随降雨粒子的增大而减小。为了求得一个随降雨粒子大小单调变化的降水指数, 我们在 85.5 GHz 观测水平与垂直极化散点图上作一个变换处理, 即以转折点所在的 85.5 GHz 亮温等值线为对称轴, 将吸收段的点映射到对称轴的另一侧。经过这样处理以后, 所得的 85.5 GHz 映射亮温就随降水粒子大小的变化而单调地变化了。记做过变换以后的 T_{85H} , T_{85V} 的亮温为 T_{85HA} , T_{85VA} , 具体的变换式如下:

若 $T_{85V} \geq 264 \text{ K}$ $T_{85H} \leq 269 \text{ K}$ (将变换区域局限在吸收段)

$T_{85V} - T_{85H} > 10 \text{ K}$ (转折端附近取吸收再发射占主导即有极化的部分)

$T_{19H} \leq 174 \text{ K}$ (确保变换散点在吸收段)

则 $T_{85VA} = (275 - T_{85V}) + 275 +$

$$\frac{1}{2}(275 - T_{85V})$$

$$T_{85HA} = (269 - T_{85H}) + 269 - 1$$

图 5 为变换后 $T_{85HA} - T_{85VA}$ 的散点分布。

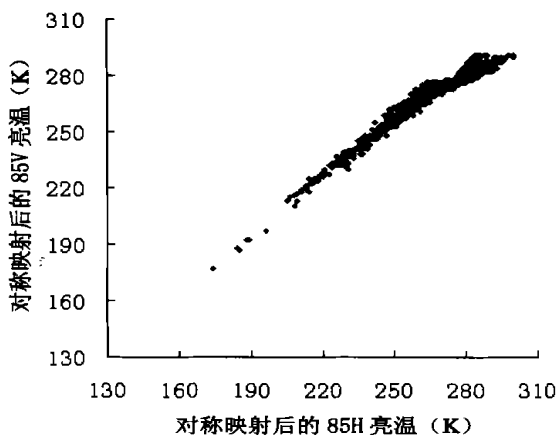


图 5 变换后 $T_{85HA} - T_{85VA}$ 的散点分布

图 6 是图 2 所示区域所有像素点 19H 和 85H (图 6a), 19H 和作了对称映射后的 85H (图 6b), 19H 和 37H (图 6c)、37H 和作了对称映射后的 85H

(图 6d) 亮温散点图。从图 6a, 6b 可以看到, 随 19H 的亮温升高, 85H 的亮温先是增加, 达到极值, 然后反而降低; 作了对称映射后的 85HA 的亮温则随

19H 亮温单调变化。

这说明, 随着 85HA 映射亮温的增加, 雨滴是逐渐减小的。

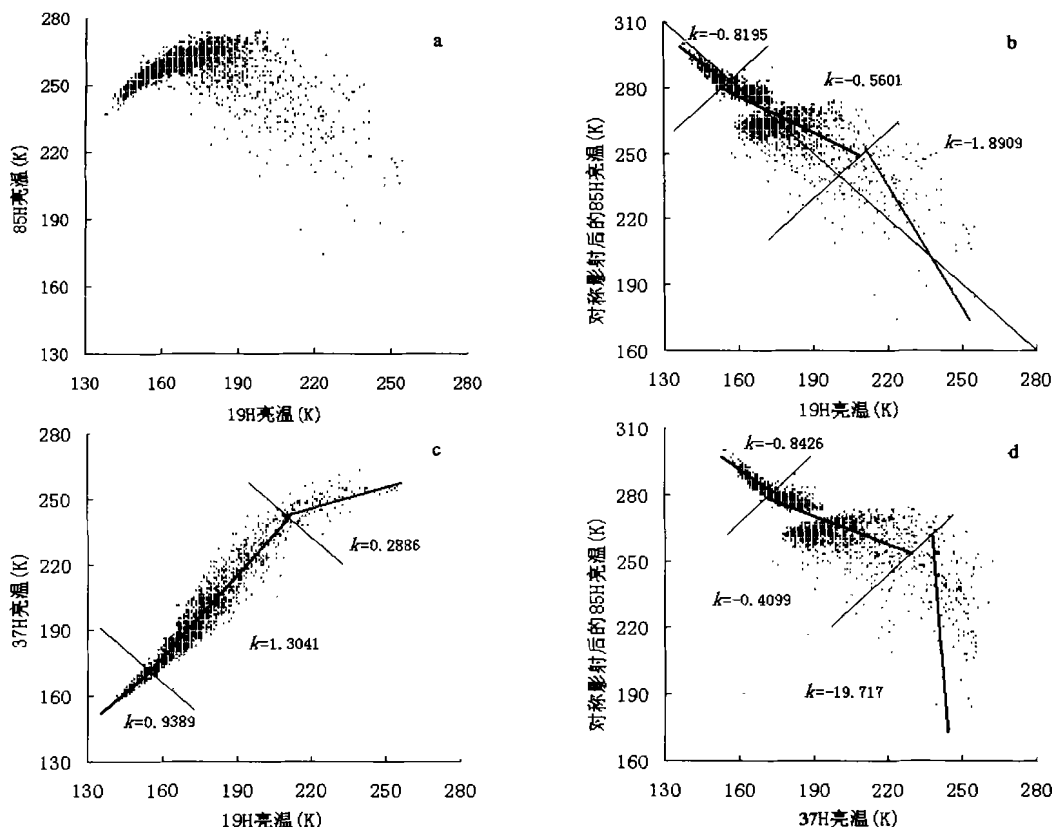


图 6 图 2 所示区域所有像素点亮温散点图

(a. 19H 和 85H 观测亮温, b. 与对称映射后的 85H 观测亮温,
c. 19H 和 37H 观测亮温, d. 37H 与对称映射后的 85H 观测亮温)

5.2 各观测频段在不同测值区段的散点图分析

现在 19.35 GHz, 37.0 GHz 亮温以及 85.5 GHz 映射亮温都是单调变化的。

在 x 为横坐标、 y 为纵坐标的散点图上, 对角线的斜率绝对值等于 1。如果点子回归线斜率的绝对值 $\left| \frac{\Delta y}{\Delta x} \right|$ 大(小)于 1, 则 y 的变化幅度大(小)于 x 。也就是说, 回归线比对角线陡(缓), 则 $y(x)$ 的灵敏度高。这里分段计算了图 6b, c, d 的斜率(各段点子的回归线和斜率值如图所示), 以说明 3 个观测通道对各个粒子大小区段的灵敏度。

图 6b 比较了对称映射后的 85H 与 19H 的灵敏度: 左、中两段的斜率绝对值均小于 1, 说明对小到中等大小雨滴, 19H 比作了对称映射后的 85H 灵敏; 右段的斜率绝对值大于 1, 说明对大雨滴, 作了对称映射后的 85H 比 19H 灵敏。

图 6c 比较了 37H 与 19H 的灵敏度: 左段的点子斜率略小于 1, 说明对小雨滴, 19H 比 37H 稍灵敏一点; 中段斜率大于 1, 说明对中等大小雨滴, 37H 比 19H 灵敏; 右段斜率比 1 小很多, 说明在雨滴很大时, 37H 已经饱和, 而 19H 依然反映灵敏。

图 6d 比较了 85H 与 37H 的灵敏度: 左、中两段点子斜率绝对值都小于 1, 说明对小雨滴和中等大小雨滴, 37H 比 85H 灵敏; 右段的点子斜率绝对值特别大, 说明 85H 对于大雨滴反应比 37H 灵敏得多。

上面的分析说明, 对于不同大小的雨滴, 不同的通道有其各自最灵敏的区段: 对小雨滴, 19H 最灵敏; 对中等大小雨滴, 37H 最灵敏; 对大雨滴, 85H 最灵敏。

5.3 降水指数

为了充分利用 3 个通道所观测到的信息, 得到

在不同粒子大小区段都有响应能力的观测指数,我们将 3 个通道的观测数据进行了归一化处理:

$$\text{降水指数} = \frac{1}{3} \left[\frac{T_{19H} - T_{19H_{\min}}}{\Delta T_{19H}} + \frac{T_{37H} - T_{37H_{\min}}}{\Delta T_{37H}} + \frac{T_{85HA} - T_{85HA_{\min}}}{\Delta T_{85HA}} \right]$$

其中 ΔT_{19H} , ΔT_{37H} , ΔT_{85HA} 分别为 19H, 37H, 85HA 观测的亮温变化范围, $T_{19H_{\min}}$, $T_{37H_{\min}}$, $T_{85H_{\min}}$

分别为 19H, 37H, 85H 在观测区域的亮温最小值。

图 7a, b, c 是图 2 所示区域所有像素点降水指数分别与 19H 归一化值(a), 37H 归一化值(b), 对称映射 85H 归一化反转值之间的散点图(c)。图 7 中对角线为斜率等于 1 的直线。我们分段计算了图 7a, b, c 的斜率(各段点子的回归线和斜率值如图所示), 以比较降水指数相对 3 个通道的灵敏度。

图 7a 的中段点子斜率略大于 1, 说明对中等大

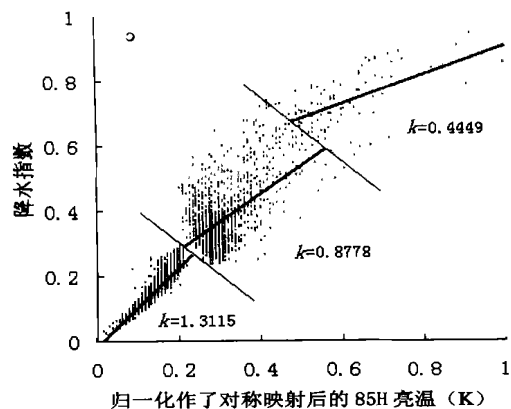
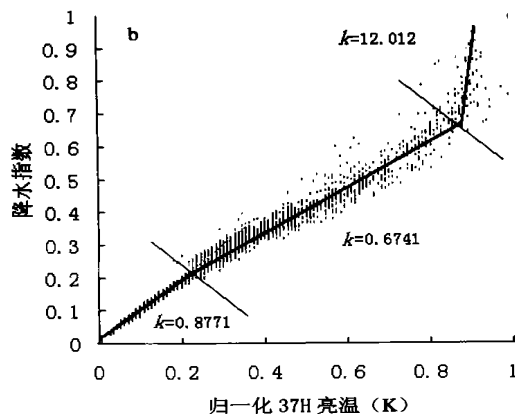
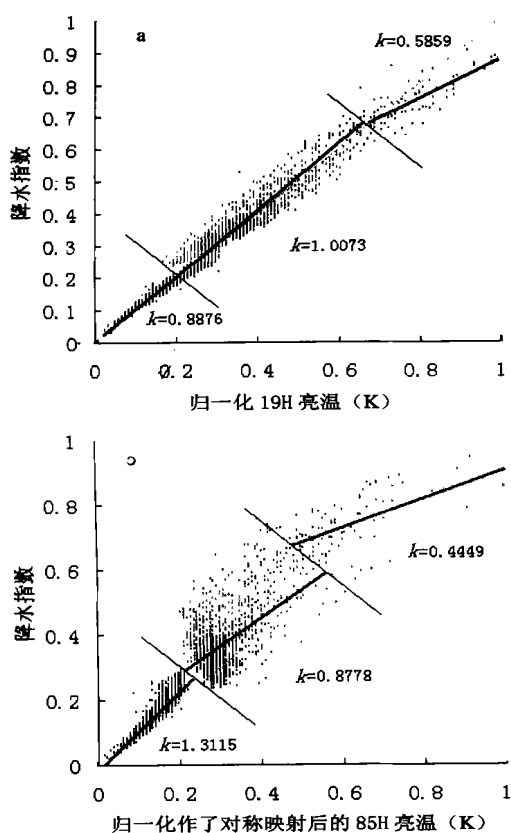


图 7 图 2 所示区域所有像素点降水指数与 19H, 37H 归一化及 85H 对称映射, 归一化, 反转散点分布 (a. 降水指数与 19H 归一化值, b. 降水指数与 37H 归一化值, c. 降水指数与 85H 对称映射、归一化、反转值)

小雨滴, 降水指数的灵敏度略好于 19H。

图 7b 的右段点子斜率远远大于 1, 说明降水指数对较大雨滴的灵敏度好于 37H, 大大克服了 37H 在雨滴较大时饱和的问题。

图 7c 的左段点子斜率大于 1, 说明对较小雨滴, 降水指数比 85H 灵敏。

从上面的分析可以看到, 3 通道合成降水指数在雨滴大小的不同谱段都有较好的灵敏度。把 0~1 之间的降水指数线性拉伸到 0~255, 反转后得到如图 8a(见封 4)所示图像。比较经降水指数算法处理后得到的图像与原始 19H, 37H, 85H 图像(见图 2), 降水指数图像显示出了台风更多的层次, 台风的一些细微结构更清晰。

由于吸收再发射和散射两种不同的物理过程, 不同的观测波段视其相对于粒子的大小都有一个不灵敏段, 在不灵敏段, 吸收再发射和散射两种作用互相抵消, 使得该波段对该粒子区段的粒子大小不灵敏。19.35 GHz 的不灵敏段在正常云雨滴大小的范围以外, 因此总的来讲, 19.35 GHz 对各种大小的云雨粒子都有良好的感应能力。85.5 GHz 的不灵敏段尺寸小, 37.0 GHz 的不灵敏段尺寸大。我们的降水指数综合 3 个波段, 使其对各种大小的云雨粒子都有较好的响应能力。

3 通道合成(归一化 85HA, 37H, 19H 3 个通道分别对应红、绿、兰色)显示出如图 8b(见封 4)所示的彩色图像。图 8c(见封 4)是图 8b 的素描图。在

素描图上, 1 区为眼墙区, 3, 5 区为强烈发展的螺旋云带, 2, 4 区为发展不旺盛的螺旋云带。从图 8b 可以看到, 台风螺旋云带外围的薄云区略红, 此地归一化 85HA (红) 随小雨滴增加比 37H 和 19H 快; 发展不旺盛的螺旋云带呈绿色, 说明 37H (绿) 在中等大小雨滴区较灵敏; 眼墙区和强烈发展的螺旋云带呈现浅紫色, 这是由于 37H 在台风螺旋云带中部受到大雨滴的强散射作用, 已趋于饱和, 85HA (红) 和 19H (兰) 通道的色彩相对较强造成的。

6 结 论

在微波辐射传输理论的基础上, 对微波图像和红外图像进行了对比分析, 得到了下面 3 个结论:

(1) 在 SSM/I 的 19.35 GHz 观测频率点上, 吸收再发射作用占主导地位, 观测亮温随雨滴增大而增加; 37.0 GHz 观测频率点上, 小到中等大小雨滴是吸收再发射作用占主导地位, 在雨滴很大时吸收再发射作用被散射作用部分抵消, 使 37.0 GHz 对

很大的雨滴不灵敏; 85.5 GHz 观测频率点上, 当雨滴较小时, 吸收再发射作用占主导地位, 观测亮温随雨滴增大而增加, 而当雨滴很大时, 则是散射作用占主导地位, 观测亮温随雨滴增大而减小, 但是在雨滴大小中等时, 吸收再发射作用与散射作用互相抵消, 使 85.5 GHz 对中等大小的雨滴不灵敏。

(2) SSM/I 19.35, 37.0, 85.5 GHz 3 个频率点中, 对小雨滴最为敏感的是 19.35 GHz, 对中等大小雨滴最为敏感的是 37.0 GHz, 对大雨滴最为敏感的是 85.5 GHz。

(3) 19H, 37H, 85HA 3 个通道各有其优缺点, 互为补充, 由此设计了 3 通道合成降水指数。通过对降水指数与 3 通道散点图分析可见, 降水指数结合了 3 通道的优点, 摒弃了 37H 识别不出大雨滴、85H 识别不出中等雨滴的缺点。比较降水指数图像与原始单通道图像, 可以发现, 降水指数图像更能反映降水云带的轮廓, 可以较合理地突出被卷云罩遮住的台风螺旋云带。

参考文献

- 1 Grody N C. Classification of snow cover and precipitation using the Special Sensor Microwave Imager(SSM/I). J Geophys Res, 1996, 7423~ 7435
- 2 James G Ferriday, Susan K Avery. Passive microwave remote sensing of rainfall with SSM/I: Algorithm development and implementation. AMS, 1994, 33: 1587~ 1596
- 3 Alberto Mugnai, Eric A Smith, Gregory J Tripoli. Foundation for statistical- physical precipitation retrieval from passive microwave satellite measurements. J Appl Meteor, 1993, 32, 17~ 39
- 4 尹宏. 大气辐射学基础. 北京: 气象出版社, 1993. 53~ 59, 92~ 96
- 5 周秀骥等. 高等大气物理学. 北京: 气象出版社, 1991. 42~ 50

ANALYSIS OF TYPHOON SPIRAL CLOUD BAND AT SEA WITH SSM/I IMAGE

You Ran Xu Jianmin Zhang Wenjian

(National Satellite Meteorological Center, Beijing 100081)

Abstract

The characteristics of DMSP SSM/I's channels were introduced. The absorbing and scattering effects of the atmospheric particles (especially cloud droplets, rain drops) were analyzed. The physical reason of typhoon pattern's representation on microwave image was revealed. An index of precipitation was then induced as such: Symmetrically inverse channel 85 GHz's absorption segment and put it into the extension of the scattering segment. The precipitation index was formed as the average of three elements: uniformed 19 GHz, uniformed 37 GHz, and inversely uniformed 85 GHz. Three channel composed precipitation index overcame some shortcomings of the single raw channel, e.g., : 37 GHz is not sensitive to large rain drops, 85 GHz is not sensitive to medium-size rain drops. It was shown that the image of precipitation index could reveal typhoon's spiral structure more clearly.

Key words: SSM/I, Microwave remote sensing, Typhoon spiral cloud band.