

微波遥感海上大气可降水 和云液态含水量

魏 重 林 海 邹寿祥 宣越健

(中国科学院大气物理研究所)

提 要

根据历史探空资料,对西太平洋海域中有代表性的热带和亚热带地区的云天大气做了1.35cm和8.5mm波段的辐射传输计算,揭示了海上云天辐射传输的某些特征.在此基础上,对原有的一种反演云天大气可降水(Q)及云的垂直积分液态含水量(L)的方法做了相应的改进.

1985年12月至1986年1月用船载双波长微波辐射计取得的西太平洋热带海域中的实际观测结果,着重给出了该海域中 Q 及 L 的日变化,对流云 Q 和 L 场的水平结构及弱冷锋过境时 Q 及 L 的演变等方面的个例.

此外,模式计算及海上观测都表明,8.5mm波长辐射计也可以单独探测海上晴空大气可降水.在此基础上,提出了有可能用两波长辐射计的独立测值进行相互比较来判断视野中是否有云.

一、引 言

水是大气中很活跃的因素,是海气交换及云和辐射等研究领域十分关心的要素之一.许多工作已经证明地面双波长微波辐射计是探测大气垂直气柱中水汽总量(Q)及云垂直积分液态含水量(L)的有效手段^[1,2].但是,至今地面微波辐射计的探测工作基本上是在中纬地区较干燥的大陆性气候条件下进行的.由于海洋上空探空资料稀少,卫星探测在精度和全天候方面受到一定限制,使得目前对海上水汽场的特征了解还很有限.因此,将地面双通道微波辐射计的应用扩展到海洋(特别是热带海洋)上空,对于海气交换、云和辐射的研究都是很有意义的.

1985年12月至1986年1月我们参加了由中国科学院组织的“西太平洋热带海域综合考察”工作,首次用自行研制的船载双波长微波辐射计取得了热带及亚热带海域上空水汽和云的微波辐射资料.与此同时,我们根据热带及亚热带海域的典型地区的历史探空资料进行了云辐射传输模式计算,揭示了一些海上云天辐射传输特征.在此基础上对黄润恒等^[3]提出的一种根据两波段测值和地面温度来反演 Q 和 L 的物理统计方法做

1987年2月7日收到,1987年7月15日收到修改稿.

了一些改进,用来处理海上观测资料.

本文首先对云模式计算结果及反演方法做一些讨论,再简单介绍船载辐射计并给出海上观测结果,然后讨论用两波长辐射计测值相互比较的方法来判别视场中有云无云的可能性,最后给出相应的结论.

二、模式计算及反演方法

黄润恒等^[1]对北京夏季云天大气进行辐射传输计算,分析了有关物理量之间的一系列回归关系,提出了一种物理统计反演方法(下简称原方法).该方法可以概括成下列三个公式

$$L = a + b T_{b_{8.5}} + c (T_{b_{8.5}})^2 \quad (1)$$

$$Q = m + n (\tau_{1.35} - 0.4023 \cdot B \cdot L) \quad (2)$$

$$\tau_{\lambda} = -\ln \left(\frac{T_{m_{\lambda}} - T_{b_{\lambda}}}{T_{m_{\lambda}} - T_g} \right) (\lambda = 0.85, 1.35 \text{ cm}) \quad (3)$$

式中 τ_{λ} 为云天大气的总衰减厚度, $T_{b_{\lambda}}$ 为地面上接收到的辐射亮度温度, $T_{m_{\lambda}}$ 是大气平均辐射温度, a, b, c, m, n, B 是根据云天辐射传输模式计算结果进行回归得到的一系列回归关系式中的回归系数.

我们选择了地处西太平洋热带海域的美托管地雅浦岛(9.6°N , 138°E)及地处亚热带海滨的我国广州市(23°N , 113.3°E)的冬季历史探空资料进行云模式计算,得到这两个地区各自相应的回归系数,并对这两个波段上云天辐射传输特征有了进一步的认识,在此基础上对原方法做了改进.云模式计算的假定条件及方法与文献[3]中相同,得到的有关的回归系数列于表1中.下面只简述通过模式计算得到的新认识和在此基础上对原方法的改进:

1. 两个波长(8.5mm, 1.35cm)上,云天大气的总衰减厚度(τ_{λ})与地面接收的总亮温($T_{b_{\lambda}}$)之间有很好的相关关系.

图1为模式计算结果在 $\tau_{\lambda} \sim T_{b_{\lambda}}$ 平面上的点聚图.图中每个点对应于一个实际的水汽廓线加上某一垂直积分液态含水量值的云构成的一个云天大气的个例.所有点对应的云积分液态含水量的变化范围是零到8000g/m²,这实际上已基本覆盖了大气中各类水云的 L 值的范围.由图可见,在样本范围内当 L 值有这样大的变化时,两波段的 τ_{λ} 与 $T_{b_{\lambda}}$ 都保持各自很好的相关关系(表1中的6,7和8式).这表明,可以不用公式(3),直接根据云天两波段的探测值(辐射亮度温度)来推求云天大气的总衰减厚度.应该指出,虽然求总衰减厚度的公式(3)具有较严格的理论基础,但是公式中 $T_{m_{\lambda}}$ (大气平均辐射温度)不是一个直接探测量,它一般要由经验关系从地面温度 T_g 导出.这样公式(3)在实际应用中引进了相当的误差,表2给出了直接由 $T_{b_{\lambda}}$ 求 τ_{λ} 和由公式(3)求 τ_{λ} 的两种方法得到的水汽总量的偏差比较.结果表明,直接方法的精度不低于公式(3)方法的精度.

水汽总量较小时直接方法效果还稍好一些。用这种方法处理资料可以省去直接探测量 T_0 和间接推算的平均辐射温度。

表 1 回归关系和回归系数

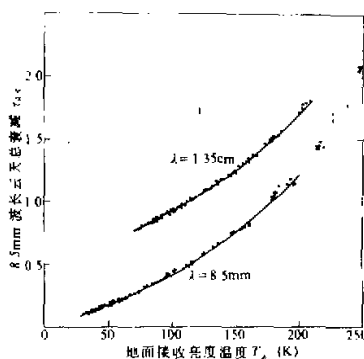
回 归 方 程	系数符号	回归系数值及方程的回归方差 σ	
		广州 (91 例)	雅浦 (245 例)
$L = a + bT_{b8.5} + c(T_{b8.5})^2$ (1)	a	-58.90	-262.48
	b	1.86	4.50
	c	0.109	0.0967
	σ	156.82 (g/m ²)	187.15 (g/m ²)
$\tau_{8.5} = A + BL$ (4)	A	0.098	0.127
	B	2.50×10^{-4}	2.57×10^{-4}
	σ	0.037	0.046
$Q = m + n\tau_{1.35}^a$ (5)	m	0.0568	0.551
	n	13.29	12.77
	σ	0.078 (g/cm ²)	0.144 (g/cm ²)
$\tau_{8.5} = (x + yT_{b8.5}) \times 10^{-4}$ (6) 当 $T_{b8.5} < 70K$ 时	x	-243.80	-368.45
	y	42.96	44.14
	σ	0.00179	0.00302
$\tau_{8.5} = (r + sT_{b8.5} + tT_{b8.5}^2) \times 10^{-4}$ (7) $T_{b8.5} > 70K$	r	646.02	957.50
	s	15.17	8.098
	t	0.218	0.241
	σ	0.00815	0.0136
$\tau_{1.35} = (u + vT_{b1.35} + wT_{b1.35}^2) \times 10^{-4}$ (8)	u	580.10	1001.8
	v	16.45	8.247
	w	0.216	0.234
	σ	0.0062	0.0067
$\tau_{8.5}^a = d + fQ$ (9)	d	0.0357	0.0376
	f	0.0180	0.0178
	σ	0.0019	0.0023
$Q = g + h\tau_{8.5}^a$ (10)	g	-1.59	-2.00
	h	51.31	55.31
	σ	0.100 (g/cm ²)	0.126 (g/cm ²)

2. 在水汽含量丰富时, 8.5mm 波长晴空大气 (或云天背景大气) 气体衰减厚度 $\tau_{8.5}^a$ 与大气水汽总量 Q 有很好的线性关系。

反演 Q 及 L 的原方法假定了 8.5mm 波长上大气的气体 (O_2 , H_2O) 衰减厚度为某一气候平均的常数 (表 1 中公式 (4) 中的 A), 从而根据 8.5mm 总衰减厚度求出相应的云衰减厚度, 再根据两波段云衰减厚度之间的比例关系求出 1.35cm 波长的云衰减厚度, 以此作为对 1.35cm 波段测水汽的云订正值。实际上, 8.5mm 波长虽然处于 1.35cm 波长水汽吸收峰和 5mm 波段氧气吸收带之间的相对透明区中, 但是水汽的影响还是明显的^[4,5]。我们的计算结果更进一步揭示了在水汽含量丰富时, 8.5mm 波长的云天背景大气 (或晴空大气) 气体衰减厚度与水汽总量之间呈稳定的线性关系。图 2 给出了三个不

表 2 与探空相比, 两种求 τ_{λ} 方法反演的水汽总量的偏差

地 点	次 数		水汽总量均值 $\bar{Q}$ (g/cm^2)	直接方法偏差		公式 (3) 方法偏差	
	晴空	云天		均方根 (g/cm^2)	相对偏差 (%)	均方根 (g/cm^2)	相对偏差 (%)
红海湾	4	3	2.35	0.288	12	0.330	14
热带海域	4	7	5.66	0.791	14	0.790	14

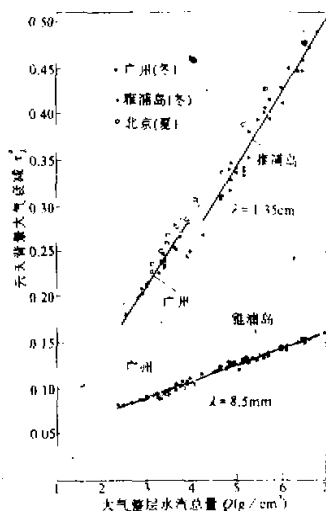
图 1 云天大气总衰减厚度 τ_{λ} 和地面接收到的亮温 $T_{b_{\lambda}}$ 之间的相关关系(未联 λ 曲线的那些点属于8.5mm波段)

同地区、不同季节的探空资料做模式计算得到的云天背景大气气体衰减厚度与水汽总量的关系。由图可见, 水汽总量在2—7 g/cm^2 的范围内, 8.5mm 波长的背景大气气体衰减厚度 $\tau_{8.5}$ 与水汽总量 Q 呈很好的线性相关(表1中公式9, 10), 这种关系受季节、地区的影响不大, 比较稳定。根据这一线性关系, 我们将原方法反演求出的水汽总量 Q 代入(9)式得到更接近观测实况的8.5mm 波长的气体衰减厚度值, 以它代替(4)式中的常数 A , 对云液态含水量 L 做了订正。当然, 从图中也可以看出8.5mm 波长的回归直线斜率远小于1.35cm 波长的斜率, 亦即公式(5)中的 n 远小于公式(10)中的 h , 这是8.5mm 波长远离1.35cm 水汽吸收峰, 水汽的吸收系数远比1.35cm 波长处的值小的必然结果, 这一特点在第五节中要用到。

三、仪 器

海上观测所用仪器为两台自制的脉冲噪声注入零平衡迪克式辐射计。它的主要指标列于表3中。

鉴于海上观测较陆上的环境更复杂, 特别是增加了船体摇摆的误差因素, 我们在考虑数据采集和观测方式时着重考虑了这方面的问题。观测数据由 T_p-801 单板机自动采集和初步处理。考虑到船体摇摆周期平均约为0s, 我们将观测的采样时间取为1min, 也就是说, 每组观测数据至少是5—6次船体摇摆过程中按一定速率均匀采样的多个值的平均。又考虑到, 在天顶方向上信号对角度变化最不敏感, 因此在海上我们只取对天顶的两波段观测。这样有效地减少了船体摇摆引入的观测误差, 保证了所取

图 2 云天背景大气气体衰减厚度 τ_{λ} 与水汽总量 Q 的关系

数据的可靠性(具体观测精度见下节)。出海前在广州市晴朗天气下对仪器作了自然标定。

表 3 船载双通道辐射计主要指标

波 长 (cm)	1.35	0.85
中心频率 (GHz)	22.235	35.3
带宽 (MHz)	± 230	± 210
天 线	卡塞格林系统	卡塞格林系统
主反射体直径 (mm)	600	368
天线增益 (dB)	>40	>35
主波束宽 ($^{\circ}$)	1.5	1.5
旁瓣电平 (dB)	< -20	< -17
整体噪声系数 (dB)	9.4	10—12
积分时间 (S)	3.3	1

四、海上观测结果

1985 年 12 月至 1986 年 1 月,由中国科学院组织的综合考察队乘南海海洋研究所的“实验 3 号”考察船,对西太平洋热带海域进行了考察。我们用自制的双波长微波辐射计对海域上空水汽和云的微波辐射进行了较系统的船上观测。考察船首先在广东省汕尾附近的红海湾 ($22^{\circ}42.92'N$, $115^{\circ}16.4'E$) 停泊了五天,在这期间取了 303 组资料,称之为红海湾资料。之后,船向南航行途经菲律宾到达热带海域,在 $125^{\circ}-140^{\circ}E$, $15^{\circ}N-1.5^{\circ}S$ 间的海域中取得 390 组资料,称之为热带海域资料。

表 2 分别给出了热带海域和红海湾中微波辐射计所测水汽总量与船上实时施放探空所测水汽总量的比较,不同区域内水汽平均相对偏差都在 14% 以内,考虑到探空本身的测湿相对误差为 3—10%¹⁾,又考虑到辐射计的测量误差,以及辐射计与探空在探测路径、时段方面的差异,上述结果是可信的和令人满意的。

图 3 是 1986 年 1 月 4 日至 5 日在赤道 $140^{\circ}E$ 附近海域上连续 34h 的 Q 和 L 变化曲线。由图可以看到, Q 值一直维持在 $5-6g/cm^2$ 左右的高值范围内,除了个别浓积云云顶时水汽总量有剧增外, Q 曲线的日变化很小,这一特点与通风干湿表所测的海面水汽压的变化(图中曲线 e) 相呼应。

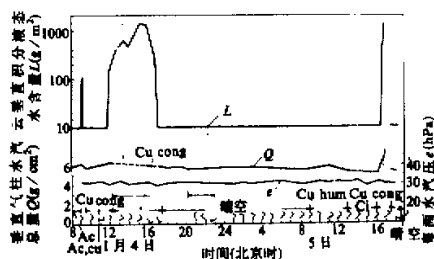


图 3 热带海域水汽总量 Q 和云液态含水量 L 连续演变个例

图 4 是船在赤道海域航行时测得的浓积云的 Q 和 L 值的水平结构。可以看到,浓积云从边缘到中心的降雨区不仅液态水总量增加,而且水汽总量也增加了很多,由 6 增至 $9g/cm^2$ 。这种较强对流云下水汽总量增加的现象曾不止一次观测到,而所观测的淡积云个例中却没有发现这种趋势。这种现象

1) 梁奇先,中美业务探空系统“59-701”型和“VIZ1292-GMD”的比较,中国气象学会年会,1982。

反映了强对流云与弱对流云的水汽场之间可能存在一些明显的差别。这是一个需要进一步观测研究的问题。

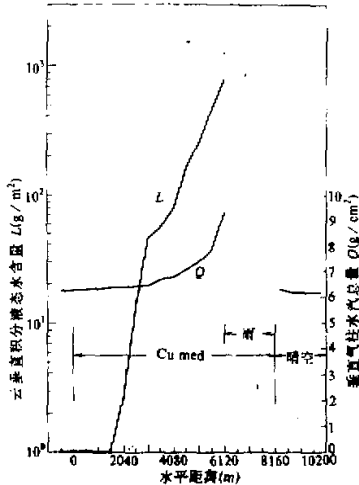


图4 西太平洋赤道海域上空积云的水汽场和云液态含水量的水平结构个例(图中水平距离为相对于积云边缘处某点的数值)

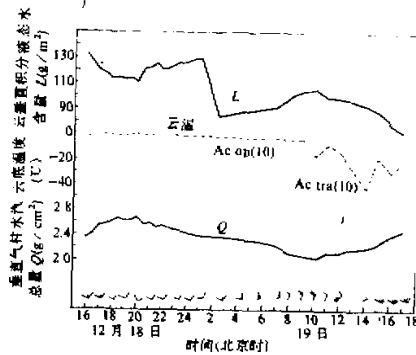


图5 红海湾冷空气过境前后的 Q 及 L 的演变

图5是在红海湾观测到的一次冷空气过境前后 Q, L 的变化过程。地面风向表明冷空气到本站的时间大约为19日8时,整个过程持续时段为8—12时。图中值得注意的是, Q 及 L 值在地面冷空气到来之前已开始有减少的趋势。这和中纬地区典型的冷锋过境后水汽总量减少的情形有所不同,这可能反映了低纬地区冷空气活动的某些特点,由于目前辐射计及与之配合

的其它资料有限,有待进一步观测和研究。

上述结果表明,双波长微波辐射计是海上探测云和水汽的实用工具。

五、两波段测值相互比较判断晴空或云天的可能性

在第二节中我们已讨论了8.5mm波长上云天背景(或晴空)大气气体衰减与水汽总量有很好的相关关系,这实际上表明8.5mm波长辐射计可以单独用来探测晴空大气的水汽总量,海上观测结果证实了这个推断。对红海湾中123组和热带海域135组晴空资料分别进行统计表明,8.5mm波长辐射计所测晴空水汽总量 $Q_{8.5}$ 和1.35cm波长所测晴空水汽总量 $Q_{1.35}$ 的平均相对偏差分别是8.9%和6.5%。考虑到两个波段仪器各自的观测误差,可以说两个波段的探测结果是相当一致的。也就是说,在水汽含量丰富时,我们有 $Q_{8.5} = Q_{1.35}$ 。

在云天条件下,我们把两个波段上云的辐射贡献也看作是水汽的贡献,仍然沿用晴空条件下求水汽的公式,从两个波段的辐射测值求出两个虚拟的水汽总量 $Q_{1.35}^*$ 和 $Q_{8.5}^*$ 。

亦即将(5)式和(10)式中的气体背景衰减 τ_g^a 用云天总衰减 $\tau_k = \tau_g^a + \tau_k^c$ 代替,同时注意到两波长云衰减之间成比例,即

$$\tau_{1.35}^c / \tau_{8.5}^c = (\lambda_{8.5} / \lambda_{1.35})^{1.968} = 0.4023$$

则可以得到公式

$$Q_{1.35}^s = m + n(\tau_{1.35}^a + 0.4023BL) = Q_{1.35} + 0.4023nBL$$

$$Q_{8.5}^s = g + h(\tau_{8.5}^a + BL) = Q_{8.5} + hBL$$

$$\Delta Q^s \equiv Q_{8.5}^s - Q_{1.35}^s = (h - 0.4023n)BL \quad (11)$$

因为 $h > n$ (见第二节),则 $h > 0.4023n$,而且 $B > 0$,晴空时 $L = 0$ 则 $\Delta Q^s = 0$,云天时, $L > 0$ 则 $\Delta Q^s > 0$,随 L 值增大 ΔQ^s 值也按比例增大。当 $L = 1000\text{g}/\text{m}^2$ 时,将广州及雅浦岛相应系数代入(11)式,得到的 ΔQ^s 分别为11.5和12.8 g/cm^2 ,海上观测结果与上述分析是一致的:含水量较大的积状云的 ΔQ^s 值都大于零,平均在2—4 g/cm^2 ,最大可达30 g/cm^2 以上。

综上所述, ΔQ^s 可以选作一种视野中是否有云的判据。首先按(6)一(8)式根据两波段测值单独求出各自波段的总衰减厚度,再按(5)和(10)式分别求出两个虚拟水汽总量 $Q_{1.35}^s$ 和 $Q_{8.5}^s$,将两者按(11)式相比较,如果它大于某一阈值(理论上该值应为零,实际上考虑仪器和方法本身存在误差,要根据实验得到某一阈值),就能做为视野中有水云存在的一种指标。这种判据对实现全天候自动观测有一定的实用意义。

六、结 论

1. 船载双波长微波辐射计首次在西太平洋上观测表明它是海上探测的实用手段。
2. 在非降水云条件下,由云天探测的亮温值 T_{b_k} 可以直接推求云天总衰减 τ_k ,所得精度并不比从平均辐射温度求衰减差。
3. 在海上单独用8.5mm波长辐射计也可以很好地探测晴空水汽总量。
4. 用两波段独立测值相互比较的方法有可能判断视野中是否有云。

黄润恒同志提供了云模式计算程序和北京夏季云模式计算结果,特此致谢。

参 考 文 献

- [1] Hogg, D. C. et al., 1983, An Automatic Profiler of the Temperature, Wind and Humidity in the Troposphere, *Journal clim. & Appl. Meteor.*, Vol. 22, No. 5, 807—831.
- [2] 赵柏林等, 1984, 大气微波辐射与水汽的遥感, 科学通报, 第29卷, 第4期, 225—227.
- [3] 黄润恒等, 1987, 两波段微波辐射计遥感云天大气的可降水和液态水, 大气科学, 第11卷, 第4期.
- [4] Olivero, J. J., 1984, Microwave Radiometric Studies of Composition and Structure, Ground-based Techniques, Middle Atmosphere Program Handbook for MAP, Vol. 13, 43—55.
- [5] Hogg, D. C. et al., 1979, Microwave Measurements of the Absolute Value of Absorption by Water Vapor in the Atmosphere, *Nature*, Vol. 279, 408—409.