

若干声雷达回波图象的分析

潘乃先 陈家宜

(北京大学地球物理系)

提 要

本文分析了近些年由声雷达观测到的海(陆)风、大风、下坡风和雾的回波图象和相应气象参数变化的特征。

一、海(陆)风回波和内边界层

海(陆)风是沿海岸线的地区因太阳对陆地和海洋加热不同造成强的水平温度梯度时引起的。夏季的晴朗天气海风最强。海风开始是一种摩擦风,由于科氏加速度引起风向作顺时针旋转。风向的这种偏转常常会因地形的影响而被掩盖。海风的强度和方向还受到梯度风的影响。因此典型的海(陆)风并非经常能观测到的。海风在午后产生,离岸风转变为向岸风的时间一般在午后至15时之间。日落时逐渐减弱至消失。海风产生的时刻和强度受陆面温度和海面温度的差值以及当时天气条件制约。

海风局地环流使海面的冷空气从下层侵入大陆,常常在陆地上形成离地逆温,从而在边界层内形成内边界层结构。地面污染源排放的污染物被限制在这一厚度不过几十米至200米左右的内边界层中扩散不出去,这时常伴有熏烟现象。图1是1983年8月29日和9月1日在浙江省海盐县官堂乡(离海岸约4km)用声雷达观测到的二次有内边界层结构的海(陆)风过程。图2为观测期间有海(陆)风的地面的风记录。

由图1(a)可见,15时20分以前是典型的热羽回波,但此时热羽突然消失,经短暂的几分钟无明显特征的间隔后在约120m高度上出现厚约40—60m的水平分布的黑色回波带。这就是海风入侵陆地形成的离地逆温。由地面至离地逆温层底之间这一层大气就是所谓的内边界层。内边界层的顶高在白天基本维持不变,下部由于地面还继续受到日辐射的加热,所以还有对流热羽回波,但已明显变弱。17时热羽回波更加减弱并很快消失,随着海风风速的减小,内边界层顶部略微下降。离地逆温回波和它下面因入夜而形成的稳定

层结的回波融合在一起。18时以后内边界层结构消失,进入夜间边界层结构。图1(b)

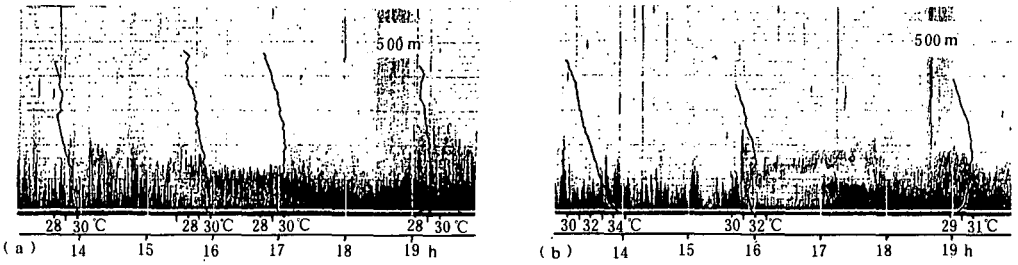


图1 海(陆)风引起的内边界层结构(浙江省海盐县官堂乡)(a)1983年8月29日(b)9月1日

与图1(a)的不同点是内边界层的形成时间略晚,约为15:45;海风过境时的锋面结构比较清楚,冷暖空气的界面由15:45的40—80m逐渐上升至160m高度。图2中9月1日海盐站(位置在海边)的地面风记录表明18时起风速减小较快,20时风速仅1.3m/s。这点可以用来解释为什么内边界层顶自18时迅速下降并与地面逆温融合在一起。低空探空资料表明风切变高度与内边界层回波结构是配合的。

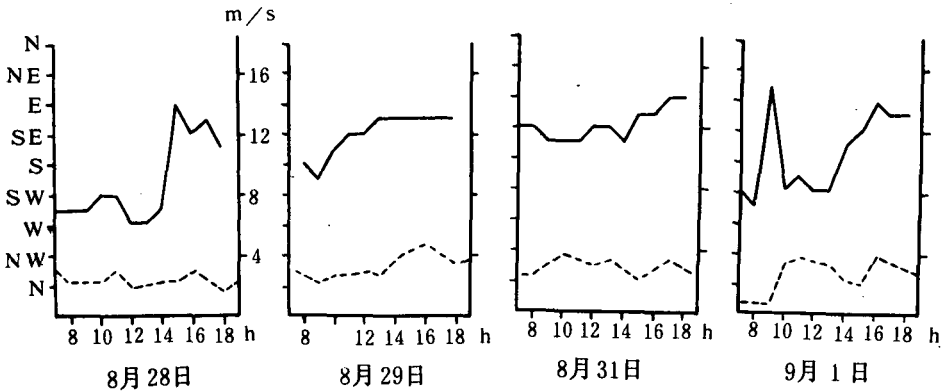


图2 海盐县地面站的风记录 (实线为风向,虚线为风速)

图2所示四天的地面风记录是我们两周观测中仅见到的海(陆)风记录。风向转折明显的是8月28日和9月1日。但声雷达观测到明显内边界层的只是8月29日和9月1日二次,8月28日在回波图象上一点也没有反映。从地面风速记录上看,出现内边界层时海风的风速都比较大,达到4m/s左右。根据常规地面站风资料和湿度自记记录可以判断每月海(陆)风出现的次数和开始的大致时间^[1],但要由此准确判断是否会形成内边界层以及形成的时间和高度等等是很困难的。在声雷达回波图象上只要根据午后热羽是否突然消失或极大地减弱,以及是否随之在低空有高度较稳定的离地逆温形成的水平回波带(高度在100—200m左右)出现,就可以较准确地判定是否有内边界层以及其开始时刻和高度,也可以定性判断离地逆温的强弱以及内边界层内的大气稳定性。

二、大风天气的回波特征

有人认为大风所产生的噪声会掩盖声雷达回波的特征,有的说风速超过 7m/s 噪声就会掩盖声回波。我们的记录表明除非在声雷达附近有如树木草丛等在大风中振颤而发出噪声的物体外并没有发现大风本身的噪声。图 3 是 1984 年 3 月 22—23 日在山西古交一次大风过程的声雷达回波图象。声雷达设在汾河河谷边的一座小山头上(麻坪岭)。据低空探空资料,22 日 20 时 400m 以下风速较小,还保留相当厚度的一层逆温(图中深黑色回波区)。从这以后高空风逐渐增大,并逐渐向地面传递。21 时以后,从地面至高空风速都大于 8m/s 。声雷达图上回波呈极细的茅草状,有点象晴天下午 4、5 时后的中性天气回波特征,不过线条更细。大风一直持续到次日下午,在这段时间内,回波特征基本不变,而回波高度与风速大小表现出正相关。如果把图 3 的 6 时以前(这时环境噪声较小)的回波和图 4 的地面风速记录对比,就会发现这种正相关是相当清楚的。正午前后因对流活动,低层回波叠加上热羽特征。图 4 的记录因微风仪所在高度比声雷达低 100 余米,故两者不可能严格吻合。但从微风仪记录上 20 时至 20 时 30 分风向突然由东转西,风速突然由 2m/s 左右增大至 8m/s 以上以及随后基本是西风的阵性大风这一演变过程看,声雷达回波演变特征是与其配合得很好的。图 3 中 6 时以后回波上部的黑色竖条系环境噪声造成,噪声主要来源于河谷地区(市区)人们的各种活动,如 7 时至 8 时为人们纷纷上班时间,噪声就较强。声雷达近处(约 30m 开外)也有几户农户。

我们在北京大学物理楼冬季的声雷达观测中发现,每当刮西北大风时也必出现此种回波特征。我们作一个反证,如果风发出噪声的话,那么由于声雷达放大电路中有距离补偿电路,噪声必然在图上画出一条条黑度随高度增加的竖直线条(和雨滴的噪声相似)。显然这里的回波不是噪声。大风回波特征与晴天下午 4、5 时的回波相似正好都对应了中性天气条件,这种巧合不能不说是有着内在的物理联系。晴朗下午 5 时左右的天气因整个白天的对流活动使得边界层内上下的空气有充分的混合,而这时日辐射已大大减弱,地表附近的超绝热递减率已近消失,边界层内的湍流活动开始缓缓减弱。这时低空探空得到的温度廓线是近中性的,但廓线往往不光滑,反映了平均来说是干绝热递减率情况下存在温度场不均匀的湍流结构。这一过程主要是热力因子引起的。本文所举大风天气回波例子其上风方是山区。可以想到,风速很大时近地面的机械湍流会很强,这同样会使平均温度廓线接近中性。而由于地表有辐射冷却或辐射加热作用整个温度场必保留一定程度的不均匀湍流结构。这一过程主要是动力因子引起的。两种不同起因但结果相同使得声雷达回波图上表现出相似的特征。边界层内的温度湍谱的研究很少,但以往的研究表明,在近地面层内温度谱也很好地从莫宁—奥布霍夫相似理论。一个可能的推论是:大风经过山区引起的强烈机械湍流造成边界层内上下较充分的混合,可能使相似理论适用的高度有所提高。如果是这样,大风时温度湍谱中对声回波起贡献的那部分能量(波长约 20cm)将随高度增加而递减。在声回波图上表现为声回波强度随高度增加而递减。风速增大时递减规律基本不变,但同高度上对应波长的湍流能量却增大了。从而解释了声回波高度和大风

风速成正相关。当然,这一推论尚有待于边界层温度湍谱资料的证实。此外,大风时声线发生弯曲,风速愈大弯曲也愈大,这时准后向散射^[2]的回波也会进入接收天线。天线收到的准后向散射能量(包括了 C_0^2 和 C_0^3 两者的贡献)应当和风速大小成正相关,这对大风时声雷达回波特征也有一点作用。

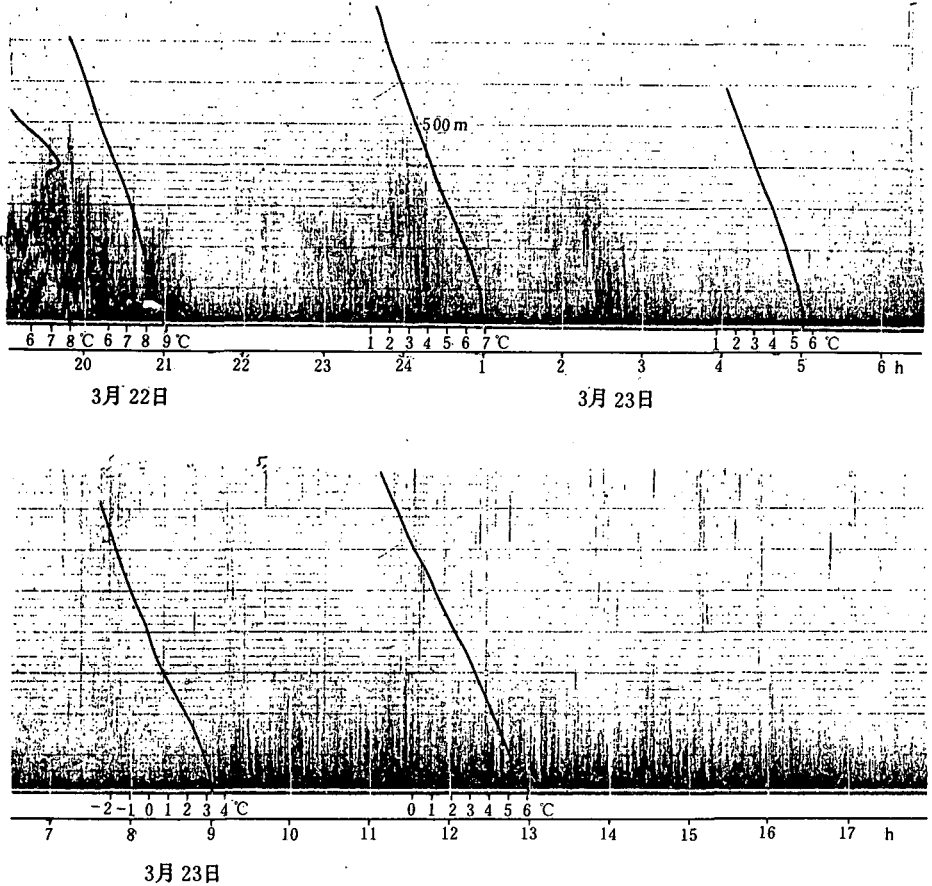


图3 山区大风天气的声雷达回波

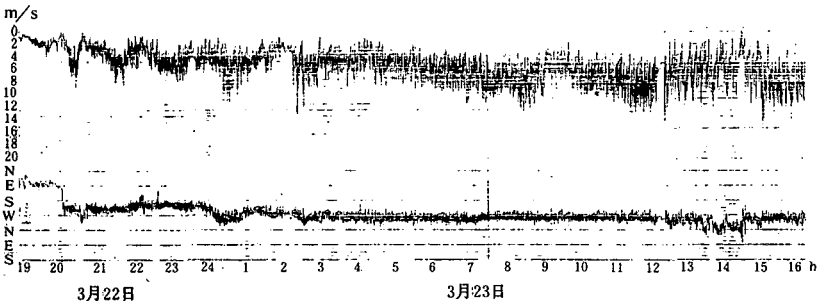


图4 与图3对应的河谷微风仪记录

三、下 坡 风

山区在日落以后,山坡因辐射冷却使坡面上的空气比周围同高度上的空气冷。较冷的空气就沿着山坡向下滑,形成下坡风(或称下泄流)。下泄流入侵后在其顶部形成明显的逆温。图 5 显示了一次较单纯的下坡风生成和消退过程。图 6 是同时的微风仪记录。测站与图 3 同。图 5 显示下坡风在 3 月 25 日 20 时 20 分开始入侵,出现一条较窄的由地面逐渐向上的强回波带,表明该处有逆温。这是冷暖空气的界面,暗示了下泄流的楔形前沿。微风仪记录表明 20 时 20 分风向突然由西南偏西转为东北偏东,风速也由 5m/s 降为 1m/s 左右。21 时 30 分以后回波图上图形维持稳定,逆温层顶大约在 280m 左右。由于回波信号衰减较大,有时逆温层顶回波不太清楚。图中有四条低空探空温度廓线,显示了从 3 月 25 日 22 时至 26 日 9 时逆温层顶的位置大体稳定。图 6 表明下坡风开始时风速较大,23 时左右达到 4~5m/s,以后风速逐渐减小,风速变化和风向变化也随之减小。26 日 1 时至 8 时风速小于 1m/s,有时出现静风状态。8 时以后由于日辐射,风速逐渐增大,风速和风向的摆动也变大。10 时 40 分以后风速及其摆动明显增大,风向转为西北,说明下坡风完全消失。图 5 和图 6 均表明下坡风期间难以形成强的地面辐射逆温,低空探空表明 1 时以前地面风速较大时温度是递减的,而 5 时和 7 时探空表明风速很小时近地面是等温廓线。9 时贴地的弱热羽回波对应了贴近地面的强递减分布。由日辐射造成的地面热对流活动导致 9 时以后下坡风逆温层顶下降,于 10 时 40 分完全消失(9 时 15 分左右图中竖直黑条系工作人员造成的噪声)。下泄流的入侵和退出在气象记录上均有反映。在声雷达旁边的 40m 铁塔上的热电偶梯度测量反映了这一过程。以 26 日 10 时的前十分钟的平均梯度值为例,每分钟的平均值依次为 -0.3, -0.2, -0.9, -0.8, -0.4, -0.2, +0.1, +0.2, +0.02, +1.0, 单位是 $^{\circ}\text{C}/100\text{m}$ 。最后四次记录就反映了下泄流退出时逆温层顶经过铁塔时产生的温度梯度变化。

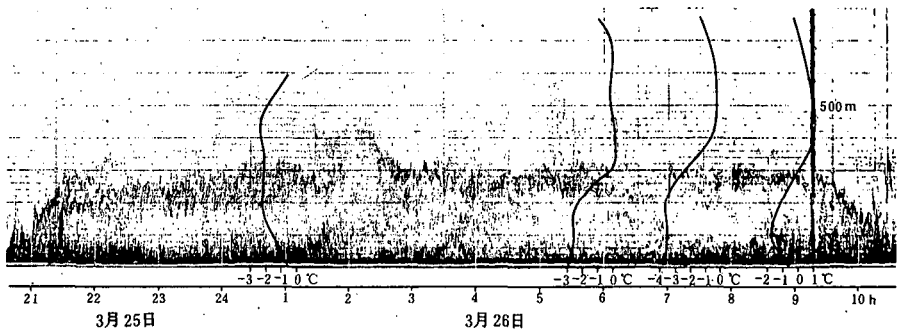


图 5 山区强下坡风的声雷达回波图(1984 年 3 月山西古交)

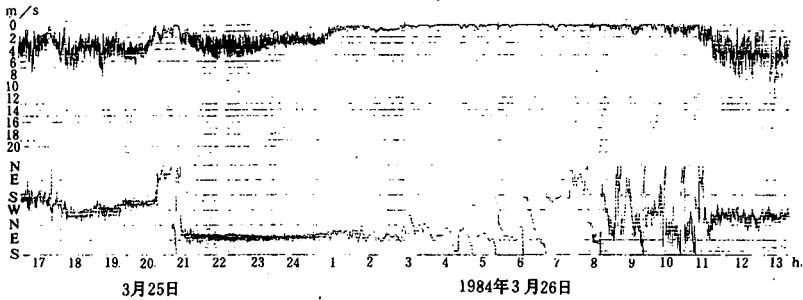


图6 与图5对应的河谷微风仪记录

形成如此强而稳定的下坡风原因何在? 从古交地形看, 在测站东边约 14km 处有一座 1775m 高峰。估计它是这次强下坡风的源地。以 19 时作为太阳落下地平线的时间, 假设 3m/s 为平均下坡风速度, 那么差不多经过 1 小时 20 分钟下坡风到达麻坪岭。和微风仪记录上的风向转向时刻基本一致。如此高的山应该可以让冷空气源源不断沿山坡向低处流去。在无系统风条件下, 下坡风就可能维持稳定不变。应当说明, 下坡风风速较小, 多数情况下下坡风是难以保持稳定流向的。古交观测期间多数下坡风造成的是多层逆温, 也不如图 5 那样长时间维持稳定。这可能是因多处源地的下坡风同时流入测站上空造成的。

四、雾的回波

雾在声雷达回波图上特征比较明显, 因此即使在没有其它资料的情况下也能根据声雷达回波图对典型的雾作出确切的判断。图 7 是 1990 年 2 月 16 日北京地区一次大雾过程的回波。声雷达安置在北京大学物理楼楼顶, 离地约 25m。2 月 14 日以前北京连下了几天大雪而气温仅在 0°C 左右, 空气湿度很大。14 日下午转晴, 子夜后就已生成雾。图 7 显示 15 日 23 时地表附近已形成 40m (不包括楼高) 厚的逆温层 (图中黑色、水平分布的回波带)。随着地表温度的下降逆温层逐渐加厚。16 日 1 时 40 分 40m 以下回波很弱, 表示该层空气湿度已进入饱和并开始生成雾。3 时以前是雾的生成阶段, 特点是顶部保留薄的逆温层, 其下是整片无回波区。无回波区是由于整层空气处于饱和状态, 空气上下运动遵循湿绝热线因而 $C_p \approx 0$ 所致。3 时至 10 时为维持阶段, 这一阶段特点是雾顶以上的辐射逆温层成为雾顶高度的明显标志。由于雾的辐射冷却率较地表辐射冷却率小得多, 雾顶逆温层通常仅 20~30m 厚。雾区有不很均匀的弱回波。回波主要由大雾滴产生, 雾区回波的不均匀反映了雾结构的不均匀。10 时至 12 时为消亡阶段, 这一阶段特点是透过雾层的弱辐射在地表附近形成弱对流, 反映在图上是弱的热羽状回波, 地面能见度逐步改善。雾临消散时变化很快, 从 11 时 40 分开始至 12 时 10 分地面雾消散干净。13 时起 400m 高度上的回波层是低云的云底。北京观象台的记录在雾的生成和维持阶段都为静风天气, 相对湿度 100%。能见距离在雾维持阶段为 0.1km。

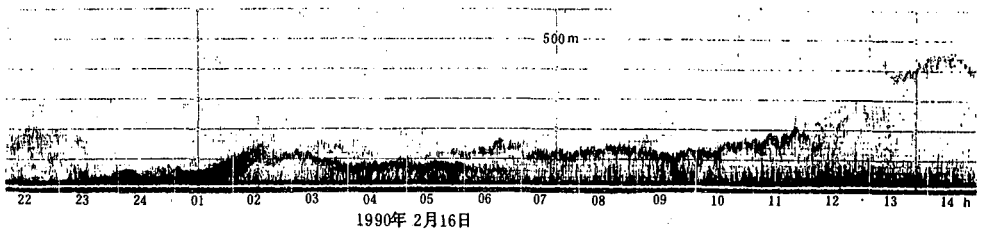


图 7 一次大雾过程的回波图象(1990年2月15日至16日北京)

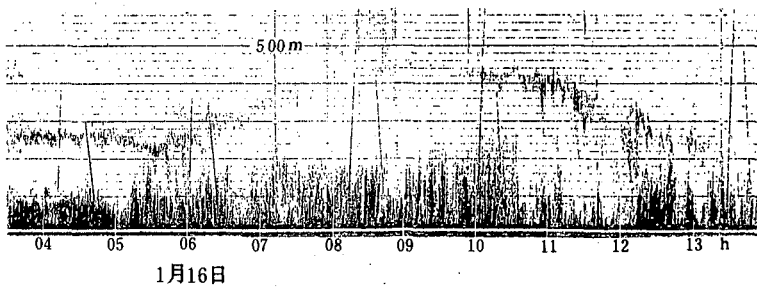
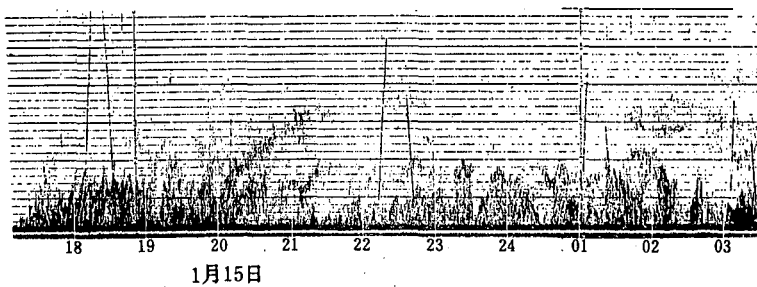


图 8 河谷雾的声雷达回波图象(1986年1月15日至16日三明市)
(图中黑色斜线系施放系留气艇时气艇的反射信号)

河谷雾的特征和平原辐射雾略有不同。图 8 是三明市一次河谷雾过程的回波图。三明市处于沙溪河谷地区,市区狭长,分布在河两侧,再往外就是两侧的山岭了。声雷达设置在市体育场。由于河谷地区在冬季时相对湿度较大,无云和静风的夜晚易于满足雾的生成条件。入夜后山坡辐射冷却使山坡附近的空气产生水平温度梯度,从而形成下坡风。下坡风的风向由于地形起伏在空间上常是不规则的。下坡风的风速一般较小,常在 1m/s 左右。下坡风是一股较冷的气流,进入河谷后和地表附近潮湿空气混合就会形成小股雾团。这使得在雾生成初期没有一个象平原辐射雾那样的静稳时期。雾一旦形成,大雾滴就较多并分散为一股股的。结果回波图上雾的生成阶段没有整片的无回波区,而代之以因雾结构空间不均匀性造成的不均匀回波区。尤其在近地面的 100m 层内,因不同方向下泄流的汇入,雾结构的不均匀更在回波图上显出团状结构(图 8 中 15 日 22 时至 16 日 2 时)。虽然与平原辐射雾回波特征有所不同,但雾顶辐射冷却形成的逆温层的带状回波是相同的。这

是雾在声雷达回波图上的特殊标志。由于下坡风,接近饱和的冷空气汇集河谷,一旦形成雾其厚度就较厚。图8的大雾个例显示,15日20时左右开始起雾,之后连绵的一团团回波反映了雾结构空间上颇不均匀。现场直观感觉,起雾阶段能见度并不太坏,雾是一小团一小团飘来,雾滴较大。上半夜系留气球所测湿度接近饱和。下半夜能见度很差,相对湿度达到100%。16日1时回波显示雾顶在260m高度,随时间有点起伏。2时后雾开始稳定,雾顶逆温的回波加强并变得清晰。6时以后雾顶逐渐升高,9时前后达到430m高度。12时以后雾才开始消散。13时30分天空完全转晴。日出以后透过雾的微弱日辐射在地面附近引起弱对流活动,表现在9时以后低层回波呈弱热羽状。

河谷雾的总体特征大概能代表山谷雾,但后者水汽来源不如前者充沛,因而在厚度和浓度上应小一些。

五、结 语

声雷达作为遥感边界层大气的一种手段优点在于它能连续提供关于边界层大气结构方面的信息,如热对流状态、逆温、锋面和重力波等等。尤其是对于那些难于进行长期连续直接监测的地方,声雷达遥感就有明显的优点。通过对声雷达回波图的分析我们可以得到以下几点可靠的信息。

1. 单靠声雷达的热羽回波图象可以定性估计对流的强弱和日辐射的强弱。在抬升逆温层底部可见情况下可以较准确地估计混合层的高度。在热羽回波发生突然变化时,结合当地的地理条件和气象条件可以判断某些大气运动过程,如锋面过境和本文的陆风转海风等。

2. 辐射逆温形成的回波可以清楚地告诉我们逆温层的厚度和维持的时间,可定性判断逆温强弱。但对于离地逆温,不论是何种成因,常是底部较清晰而顶部界限较模糊,不易准确判定离地逆温层的顶部位置。如图5的下坡风逆温层顶由图判断其位置常常偏低。

3. 在大风持续时间较长时能够单凭大风回波特征粗略估计风速的大小。尤其在夜间,大风回波图型一般不会和其它类型回波混淆。

4. 下坡风在山区常呈现多层回波。这种回波的出现表明该地区该高度上风速较小,一般小于2m/s。有多层逆温对污染物扩散不利。但在分析时要注意和雾的回波相区别。

5. 辐射雾具有明显的特征。雾顶的辐射逆温层回波带是判断雾的主要判据,它与其它离地逆温回波相比,边缘更清晰,反差更强。由雾的回波图可确定雾的消时间,雾的高度并定性估计雾的强弱。不过当雾抬升后或被低云所代替时容易把云底回波和离地逆温混淆起来。

通过声雷达回波图象可了解一些大气过程,但也有一定局限。在分析时除把握各典型过程的特点外对可能混淆之处需格外注意。可能混淆的如离地逆温和低云底部的回波;雾顶回波和某些下坡风回波;晴天傍晚中性天气和山区大风的回波。因此,若在声雷达工作同时加上某些气象要素的连续自动记录(如温度、湿度等)对分析是颇有好处的。若能配合其它遥感手段(如风廓线仪、RASS系统等)一起工作则更是取长补短相得益彰,必将大大加深对大气中发生的各种物理过程的认识。

参 考 文 献

- [1] 北京大学地球物理系,七二八工程大气扩散试验分报告——声雷达资料分析,1987年。
[2] 陈炎涓、周明煜,准后向散射对单点声雷达测量温度结构系数的影响,大气科学,7,1,1983。

THE DESCRIPTION OF SOME SODAR ECHO PATTERNS

Pan Naixian Chen Jiayi

(Department of Geophysics, Peking University)

Abstract

The sodar echo patterns of sea breeze, strong wind, katabatic wind and fog are described and compared with meteorological data. Caution must be taken when occur some ambiguous patterns, such as the echoes from the bottom of clouds or elevated inversion, fog or katabatic wind.