

远东济州岛尾流现象的 GMS 卫星遥测研究*

韩 瑛 王 元 伍荣生

南京大学大气科学系中尺度灾害性天气教育部重点实验室, 南京 210093

摘要 在 GMS 静止气象卫星云图上常在济州岛南面出现一条向东南或西南方向延伸的尾流. 通过对遥感资料和常规气象观测资料的分析发现, 济州岛尾流现象为中高纬度海表面温度(SST)梯度较大的冷洋面上的一种独特的大气现象, 该尾流大多发生在秋季和冬季, 尾流的走向向南. 济州岛上的汉拿山(Halla-San Mountain)海拔 1950 m, 它有效地阻挡北面来的低空气流, 在地形的作用下, 济州岛下游的气流形成低云涡旋, 涡旋顺风而动, 产生尾流现象. 同时济州岛尾流的发生和演变与局地海-气相互作用、局地地形和大气背景场相互作用的关系密切, 特别是洋面暖湿空气上升的冷凝作用和逆温层的出现对于尾流云层的形成和维持有重要作用, 尾流云层在绕山气流的强迫下在济州岛下风方向形成稳定的 Kármán 涡状尾流结构.

关键词 济州岛尾流 GMS 卫星 Kármán 涡列

从 2001 年 2 月 13 日 20:53(UTC)NOAA 卫星拍摄到的甚高分辨率云图和 2002 年 1 月 27 日 01:39(UTC)GMS 卫星拍摄到的可见光云图(图 1)都可看到, 在济州岛背风一侧, 有一列由层积云形成的西北—东南走向的涡旋组, 并且涡旋随着风向向下游移动, 我们在这称之为尾流. 这种现象与在实验室所观察到的 Kármán 涡列相类似. 当二维流体遇障碍物绕流后, 将以不同的速度在后面边缘重新汇合, 当 Reynolds 数 R_e 大于 40 小于 150~300 时, 层流尾迹发生不稳定, 开始形成 Kármán 涡列^[1,2]. 关于大气里尾流现象已有一些研究: Bowley^[3]描述了加利福尼亚州附近的瓜德卢佩岛的尾流现象; Chopra 和 Hubert^[4,5], Zimmerman^[6]分别描述了加纳利群岛的尾流现象; Lyons 与 Thomson^[7,8]分别描述了阿留申群岛的尾流现象; Tsuchiya^[9]则描述了济州岛的尾流现象; Xie^[10]描述了夏威夷岛的尾流现象, 等等. 从他们的工作中总结得出, 尾流形成要具备如下物理背景场: (1)宽广的海域, 上空

有层云或层积云; (2)要有障碍物如岛屿或其他动力学机制扰乱低空气流的流动; (3)低空有逆温层, 岛上的山脉超过该逆温层几百米; (4)低层风风速比较大.

由于尾流与 Kármán 涡列的相似性, 一直以来在研究尾流涡旋的成因时, 将其看成二维结构, 并强调粘性作用. 而 Smolarkiewicz 和 Rotunno^[11](以下简称 SR)通过数值模式研究了不同 Froude 数下的气流经过一个钟形山脉的背风波, 进一步验证了 Smith^[12]关于气流过山脉的线性理论. 同时 SR 发现尾流涡旋的形成与流体和阻挡物之间的粘性无关, 而是由水平涡管的倾斜产生的. 其后 SR^[13]把山后尾流的涡旋与位涡联系起来, 对他们以前的工作做了补充.

本文将在前人工作的基础上, 利用日本气象厅(Meteorological Satellite Center, Japan Meteorological Agency)所提供的卫星资料, 对东亚地区济州岛的尾流现象做进一步的研究, 总结了其结构特征, 并探讨其产生的物理机制.

2003-07-28 收稿, 2003-10-23 收修改稿

* 江苏省自然科学基金(批准号: BK99020)、国家自然科学基金(批准号: 40175025, 40333025)、国家重点基础研究发展规划——CHERES(G1998040907)和 2001PIA20026 台风项目联合资助
E-mail: yuansm@netra.nju.edu.cn

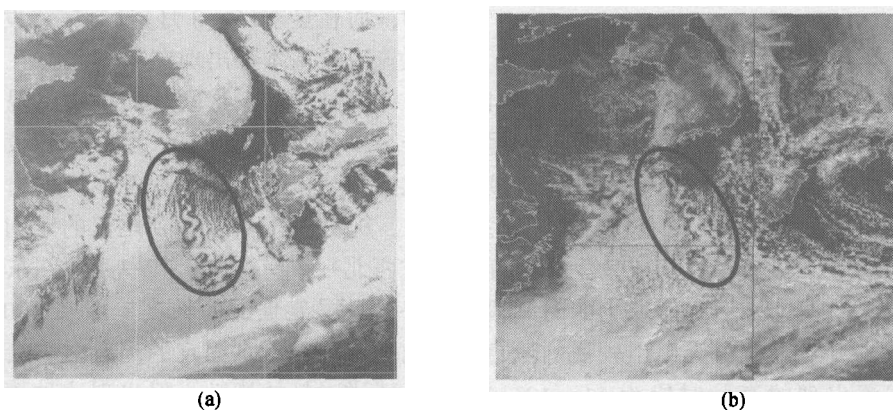


图1 济州岛尾流现象

(a) 2001年2月13日20:53(UTC)的甚高分辨率云图; (b) 2002年1月27日01:39(UTC)的济州岛上空的可见光云图.
图中的椭圆框内来回弯曲的云带为尾流

1 济州岛地理特征及尾流现象

济州岛位于朝鲜半岛西南海域(33.2°N, 126.3°E), 呈椭圆形, 东西长73 km, 南北宽41 km. 总面积1845 km². 济州岛上的主要山脉汉拿山为一座火山堆, 海拔1950m. 图2给出了其地形等高线图(a)和东西向的垂直剖面图(b).

尾流出现在海洋上, 因此对于这种现象是属于大气现象还是海洋现象就值得斟酌. 图1(b)是2002年1月27日01:39(UTC)的可见光云图. 一般可见光云图上的亮度接近地球的反照率, 浅色调对应高反照率, 深色调对应低反照率. 层积云的反照率一般大于60%, 在云图上呈现白色, 海洋的反照率小于10%, 在云图上呈现黑色或深灰色^[14]. 因此可以

初步判断图1上尾流现象应为大气现象, 而不是海洋现象. 这次的尾流呈现S形, 它向下游延伸400 km. 尾流在岛背风一侧形成, 由两条涡列组成. 尾流顺风而动, 两涡列之间的距离(振幅)逐渐增大, 每一条涡列中的各涡旋的间距(波长)也逐渐增大, 最后逐渐消失. 在距岛100 km以内的下游地区振幅为20~30 km, 波长为30~40 km; 距岛100~200 km以内振幅为30~50 km, 波长为40~60 km; 距岛300~400 km处振幅为50~70 km, 波长为70~100 km. 经过对多年卫星云图资料的观察统计, 济州岛尾流的振幅与波长的范围与前面的个例大致相同. 同时发现尾流的形状并不固定, 其外形主要呈细胞状, S形(见图1), 钩状等等.

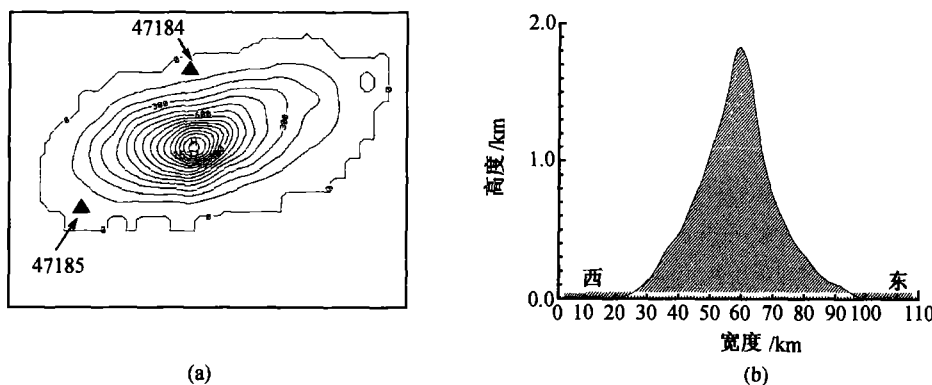


图2 济州岛地形特征

(a) 济州岛地形等高线图, 图上用三角号标出岛上的两个测站47184 (33.52°E, 126.53°N) 和47185 (33.28°E, 126.17°N);
(b) 济州岛东西向的垂直剖面图

2 济州岛尾流现象的统计特征

统计了1996年7月~1999年12月、2001年1~12月的GMS卫星云图资料,在这个时间段内尾流出现的总次数为120次.尾流从发生到结束持续的时间一般不会超过3d,多在1d内就结束.图3(a)为尾流发生的频数图.如果某次尾流发生的时间完全在晚上则用较深的颜色表示,而发生的时间段跨越了白天和晚上或只发生在白天则用较浅的颜色表示.一年中,尾流出现的高频时段为11,12,1和2月,发生时间段对于晚上或白天的几率是均等的

的,而在夏季(6~8月)没有尾流发生.因此济州岛尾流现象基本都出现在冬季.

同时我们把这段时间每次出现尾流的路径做了一个统计,见图3(b).用一条线段连接尾流的起始位置和结束位置,每一条线代表出现了一次尾流现象.从图3(b)可以看到尾流的走向多为东北-西南或西北-东南走向,其中西北-东南走向占绝对优势,且尾流延伸的长度一般在300~600km.当然它的走向并不是固定的,有时它会随着风向做顺时针或逆时针的摆动,但出现这种情况的时候不是很多,在本时间段里发生这种现象的只有10次左右.

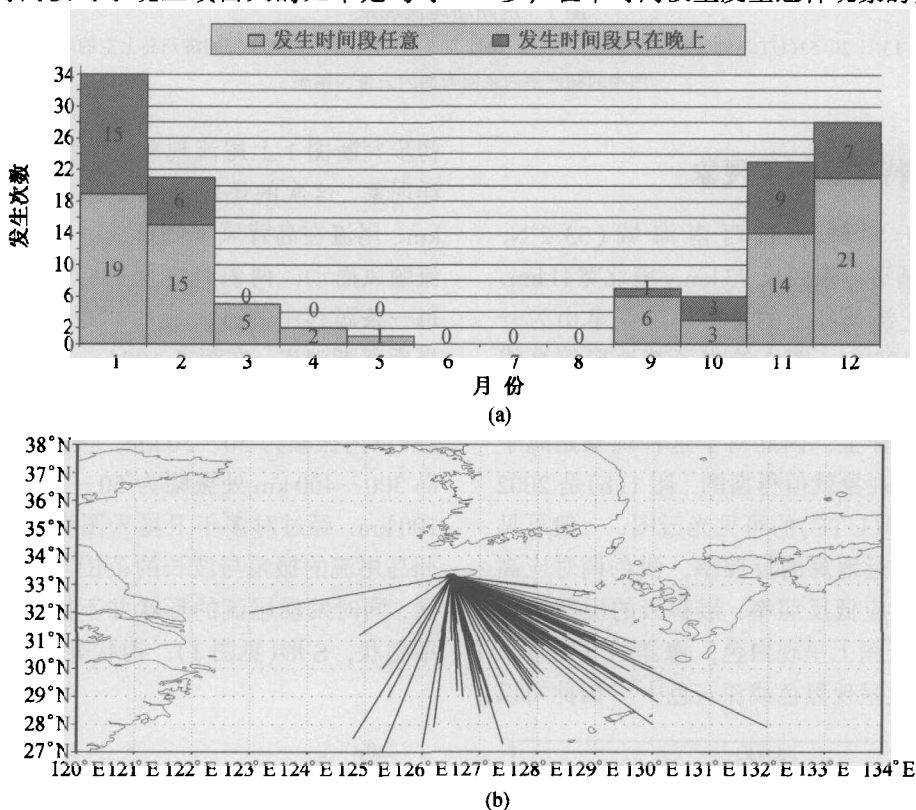


图3 尾流发生的频数图和尾流出现的路径

(a) 1996年7月~1999年12月、2001年1~12月这个时间段里尾流发生的频数.纵坐标为发生次数,横坐标为月份,颜色较深的部分代表一次尾流发生的时间完全在晚上,而颜色较浅部分代表该次尾流发生的时间段跨越了白天和晚上或只发生在白天;(b) 1996年7月~1999年12月、2001年1~12月这个时间段里每次尾流出现的路径.每一条线代表出现了一次尾流现象.起始位置定在济州岛,整条线的长度是这次尾流现象出现最清楚时的长度,线的走向也代表这次尾流过程走向的总趋势

3 尾流背景风场特征

二维或三维的流体遇障碍物绕流后,如果在障碍物后产生速度的切变,就容易形成涡量的聚集.

当Reynolds数为6左右(对于济州岛尾流现象,对应风速为0.47 m/s),一种相对障碍物静止的涡旋——驻涡就形成.且当Reynolds数接近于60时(对应风速为4.7 m/s),开始影响紧靠在障碍物后的两

个驻涡. 两个驻涡一起作横向位置上的振荡, 并且在每半周期之末交替地在障碍物的每一侧使一些旋转流体脱落下来. 涡旋顺风而动, 产生尾流现象, 所以风速、风向决定了尾流的排列形式和走向^[15]. 考虑到尾流现象出现时, 云层的高度一般在 900~800 hPa 之间. 为此, 我们把在济州岛附近的 1996~1999 和 2001 年全年的 850 hPa 上逐日的云迹风做了一个统计, 见图 4. 这 4 幅图分别给出了春(3~5月)、夏(6~8月)、秋(9~11月)、冬(12~2月)4个季节的风玫瑰图^[16]. 圆的上、下、左、右 4 个顶

点对应着北、南、西、东 4 个方向. 图中某一点所在的方向代表风的来向. 该点所在的位置到圆心的距离代表云迹风风速的大小. 图中阴影区的深浅代表对应的风速风向出现的频率. 从这 4 幅图看到, 春、秋、冬 3 个季节多为西北风或北风, 且风速多为 10 m/s 左右. 这种现象以冬季最为明显. 而在夏季, 风向不是很集中, 以偏南风为主. 因为济州岛所处的地理位置, 北面是朝鲜半岛, 南面是宽广的海域, 由此可判断, 尾流的出现与春、秋、冬 3 个季节的西北风或北风有关.

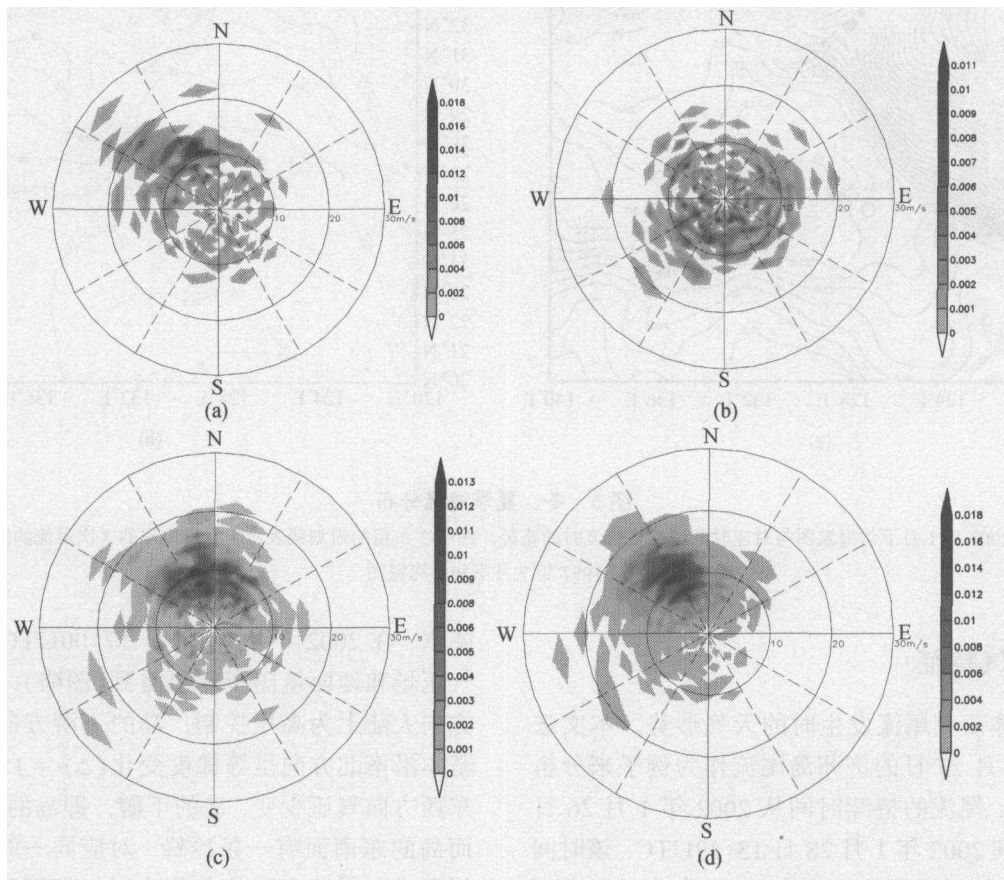


图 4 1996~1999 和 2001 年, 济州岛上空 850 hPa 云迹风玫瑰图
 (a) 春季(3~5月); (b) 夏季(6~8月); (c) 秋季(9~11月); (d) 冬季(12~2月). 图中各点所在的方向代表风的来向, 各个点所在的位置到圆心的距离代表云迹风风速的大小. 最外圈风速为 30 m/s, 圆心处为 0 m/s. 图中阴影的深浅代表着不同的频率

4 尾流海温场特征

我们把 2002 年 1 月下旬的海温图与对应时间段发生尾流时的路径画在一张图上, 见图 5(a). 图中 3 条粗的短划线表示 1 月份出现的 3 次尾流的路

径. 从图中看到在济州岛南面, 大约 25°N~32°N, 120°E~130°E 区域内存在着明显的温度梯度, 温差在 7°C 左右. 从济州岛到海面上(29.5°N, 128°E)处对应一条暖舌, 而在暖舌的左面则是一条冷舌. 图 5(b)是 1997 年 7 月下旬的海温图, 此时图上那条暖

舌已经消失了. 统计发现暖舌多出现在 11, 12, 1, 2 月份, 而在其他月份不明显. 由于济州岛尾流现象基本都出现在冬季, 因此济州岛尾流现象往往伴随着 SST 海温梯度锋和暖舌.

暖洋面的出现与冬季黑潮有着密切的关系. 参照黑潮的路线, 它出现在西太平洋海域, 是由北赤道流转变而来的. 由于北赤道流受强烈的太阳辐射, 因而, 黑潮流具有高水温、高盐度的特点. 所以

在黑潮流经之处会使当地海水温度升高. 在黑潮到达太平洋后, 于日本九州南部海面分出一个分支北上形成对马海流. 对马海流在流经济州岛西南海域时, 又分为二: 一支折向东北, 穿过朝鲜海峡; 另一支折向西北, 沿黄海东侧北上. 而图 5(a) 的暖舌与黑潮分出的对马海流的位置及走向较为一致, 而图 5(a) 暖舌与尾流走向相当一致. 可见暖的洋面与尾流现象的出现有着密切的关系.

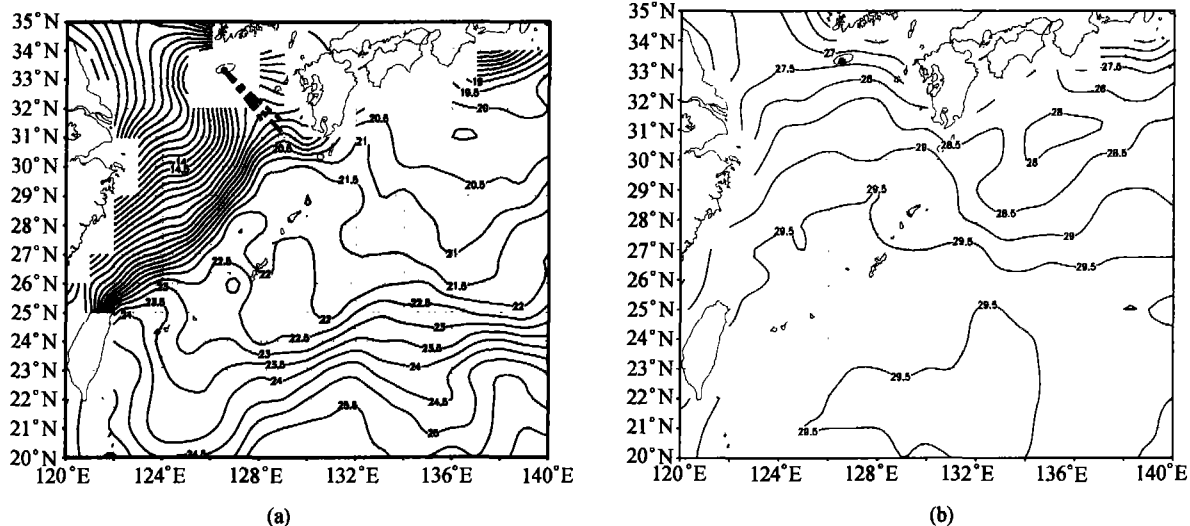


图 5 冬、夏季海温分布

(a) 2002 年 1 月下旬海温图与对应时间段发生尾流时的路径, 图中 3 条粗的短划线表示 1 月份出现的 3 次尾流的路径;
(b) 1997 年 7 月下旬的海温图

5 尾流天气特征

为了具体研究尾流发生时的天气形势, 本文选取 2002 年 1 月 27 日的济州岛尾流作为例子来分析 (见图 1(b)). 尾流的持续时间从 2002 年 1 月 26 日 11:40UTC 到 2002 年 1 月 28 日 13:39UTC. 该时间段 850 hPa 上的云迹风的风速为 8 m/s 左右, 风向西北向. 尾流的形状由 S 状-细胞状-钩状, 其形状不断在变化. 从历年资料统计的情况来看, 尾流的持续时间一般在 24 h 以内, 因此这次尾流现象的持续时间比较长. 从 2002 年 1 月 26 日 20:00UTC 500 hPa 温压场可以看出 (图略), 济州岛上空的等高线与等温线相交, 表明中层大气斜压性很强. 同时伴有冷平流. 26~28 日 3 天, 济州岛低空为积云或积雨云. 岛上的地面测站 (47184) 记录了这 3 天天气: 26 日全天有雨, 27 日阴天, 28 日有雨并伴有阵性

降水. 在 2002 年 1 月 26 日 17:00UTC 时的海平面气压场和地面填图资料可看到 (图略), 济州岛西北方向大陆上为高压控制, 岛的下游方向海平面气压基本沿南北方向呈等梯度变化 ($\Delta p = 15$ hPa), 沿着东西方向气压少变. 岛的下游, 即岛的东面为低压, 而岛的东南面有一条冷锋. 对应同一时刻的地面三线图中在尾流出现的前几小时, 气压开始下降, 到 26 日 14:00UTC 气压降到最低, 然后再逐渐抬升, 与此同时测站的风向由东北向变为北向. 这与岛东南面的冷锋相对应. 上面的分析表明, 在尾流出现的时间段, 尾流现象出现的区域天气形势为气旋性低压, 同时北风把冷空气带入导致冷锋的形成, 产生云雨天气.

6 尾流层结特征

尾流的演变与大气的层结状况密切相关, 事实

上,正如上文所述,济州岛尾流往往发生在冬季北风环流条件下,尾流发生区域的下垫面为暖湿洋面,大气的基本垂直层结结构必然是上冷(干)下暖(湿);同时由于该区域正处在大气锋区和 SST 海温梯度锋区,锋面次级环流和地形障碍物产生的大气扰动利于暖湿空气的向上输送,而暖湿空气在向上输送过程中由于冷凝作用而加热大气,使得大气的层结分布复杂化,如逆温层的出现.为深入研究尾流的层结特征,选择 2002 年 1 月 27 日 08:00UTC 尾流发展旺盛时的层结曲线分布(图 6(a)).通过图 6(a)我们不难看出以下结论:

(1) 图上可以明显的看到在 807 到 797 hPa 有一个逆温层,汉拿山海拔 1950 m,其山峰刚好处于逆温层之间.

(2) 通过计算^[17],凝结高度为 900 hPa.从图可看到在 900 hPa 附近该处的层结曲线和露点曲线开始相接近,说明这是云底所在高度(约 1000 m).到了 800 hPa 处露点温度急剧减小,相对湿度也急剧减小,这个高度对应着云的上限高度,为云顶(约 2000 m)^[18].

(3) 从图中可看到在 900 hPa 以下层结曲线与干绝热线几乎重合.可见在从海面到 900 hPa 大气的层

结是中性层结,稳定度不变.

(4) 从图 6(a)右面的单站高空风图可以看出风向随高度作逆时针旋转,则意味着有冷平流,这正是冷锋附近风场特征的一个体现.

上述分析说明,尾流出现时,伴随有低空逆温层出现.为了确定这一特征是偶然现象还是普遍现象,我们把 2002 年所有出现尾流时的层结曲线进行合成分析(见图 6(b)).由图可见,从 830~770 hPa 左右,仍有一个逆温层.因此,逆温层的存在是伴随尾流出现的一个明显层结特征.

结合以上层结特征及尾流现象的相关统计特征,对济州岛尾流成因我们可以做一个简单的总结:暖的洋面有利于水分蒸发,水汽上升发生冷凝作用而加热环境大气,从而产生逆温层.另一方面逆温层却像一个盖子一样阻挡了水汽的进一步上升,如果凝结高度低于逆温层高度,这时就会在逆温层附近形成云.冬季,由西北面欧亚大陆吹来的强而冷的低层风,受到汉拿山的阻挡(当 Reynolds 数 R_e 大于 40 小于 150~300 时),在山后产生涡旋.对应高度低层的云的存在正好反映了低层风绕流后的运动情况,从而在卫星云图上产生尾流现象.

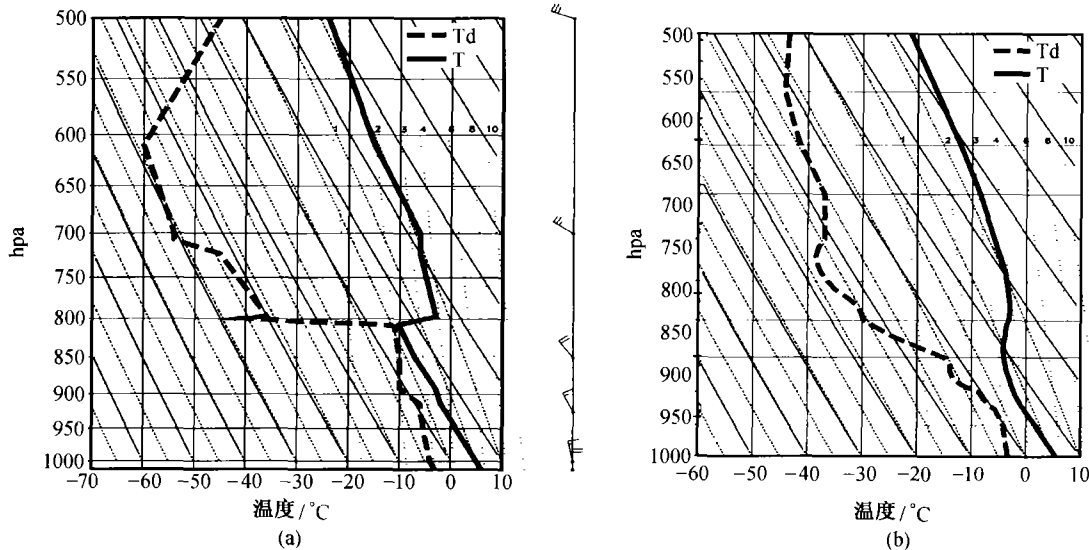


图 6 尾流发生时刻的层结曲线

(a) 2002 年 1 月 27 日 08:00 UTC 济州岛上一个测站(站号 47185)的层结曲线; (b) 2002 年全年出现尾流时层结曲线的合成图. 图中的两条粗的曲线, 左边的长虚线是环境空气的露点线, 右边的实曲线是环境空气的温度线即层结曲线, 细的斜实线是干绝热线, 短划线为假湿绝热线, 点线为混合比湿线

7 尾流动力结构

由图6我们可看到济州岛的山峰(1950 m)处于逆温层之间而不是远高出这个逆温层. 因此, 济州岛尾流是由绕流作用形成的还是爬流作用形成的, 就成了一个值得进一步研究的问题. SR通过数值模拟研究了不同 Froude 数下的气流经过一个钟形山脉的背风波, 并指出当 Froude 数的倒数 NH/U 小于3时气流会沿山坡爬升, 而当 NH/U 大于3时气流较难沿山坡爬升, 而会沿山侧面绕流, 其中 N 为逆温层的 Brunt-Väisälä 频率, U 为水平风速, H 为山高. 另外 Stull^[19]等提出了 Froude 数的另一种算法 $Fr = U/NL$, L 为半波长. 他们认为当 Froude 数处于0.4左右时, 既有爬流又有绕流, 而当 Froude 数小于0.1时, 就只存在绕流. 为此, 我们采用以上2种方法计算 Froude 数, 并对计算结果进行比较.

仍以2002年1月27日08UTC出现的尾流为例, 807到793 hPa为逆温层. 在850与800 hPa之间风向为西北风, 风速大约为23 m/s, 尾流的半波长为15 km. 计算出从807~793 hPa的 Brunt-Väisälä 频率 $N^2 = 1.952 \times 10^{-3} \text{ s}^{-2}$, 利用上述的两种方法计算 Froude 数(Fr)分别为:

$$(a) \quad Fr = \frac{U}{NH} = \frac{23}{\sqrt{1.952 \times 10^{-3} \times 1950}} \\ = 0.26694 = \frac{1}{3.74581} < \frac{1}{3},$$

$$(b) \quad Fr = \frac{U}{NL} = \frac{23}{\sqrt{1.952 \times 10^{-3} \times 15000}} \\ = 0.0347 = < 0.1,$$

由上述计算可知, 气流不能沿山坡爬升而只能沿山侧面绕流.

气流绕过汉拿山, 在山后产生速度的切变, 易形成 Kármán 涡列(Kármán vortex streets)Barnett^[20]总结尾流形成时要求: $40 \leq R_e \leq 150 \sim 300$, R_e 为雷诺数, 其定义为

$$R_e = \frac{Ud}{\nu},$$

这里 U 是气流绕过障碍物的速度, d 是障碍物的直

径, ν 是气流的涡动粘滞系数. 根据济州岛的实际情况. 我们取

$$U = 23 \text{ m/s}, \nu = 2.73 \times 10^7 \text{ cm}^2/\text{s}, d = 15 \times 10^3 \text{ m},$$

可得

$$R_e = 126,$$

满足尾流形成的要求. 另一方面, Homann^[2]得出 Kármán 涡列在不同的 Reynolds 数情况下有不同的形状, 而济州岛尾流形状的多样性显然与 Reynolds 数的不同有关. 与他的实验结果对照, 形如图3的尾流所对应的 Reynolds 数只需65, 因此济州岛尾流的实际 Reynolds 数偏大. 这说明实验室的环境与实际环境有所不同, 且与尾流出现的具体高度的不确定性和气流的涡动粘滞系数的估计误差有关.

Kármán 在1912年解释了涡列的理论. 流体绕圆柱体后形成涡列, 其流线方程为:

$$\frac{\Gamma_1}{2\pi} \ln \sqrt{\sin^2\left(\frac{\pi}{l}(x-x_{01})\right) + \text{sh}^2\left(\frac{\pi}{l}(y-y_{01})\right)} + \\ \frac{\Gamma_2}{2\pi} \ln \sqrt{\sin^2\left(\frac{\pi}{l}(x-x_{02})\right) + \text{sh}^2\left(\frac{\pi}{l}(y-y_{02})\right)} = \psi, \\ \Gamma_1 = -\Gamma_2 = u_{\theta 2} \pi r, l \text{ 是点涡间距.}$$

由以上例子中给出的条件:

$$u_{\theta} = 23 \text{ m/s}, r = 15 \text{ km}, \Rightarrow \Gamma = 0.3 \text{ km}^2/\text{s}, l = 30 \text{ km},$$

振幅为20 km, 波长为30 km, 所以, $x_{01} - x_{02} = 30$, $y_{01} = -y_{02} = 10$. 根据流线方程, 可得到这一刻尾流的理想图形, 所绘的图形与实际场相像.

8 结论

从以上讨论总结出济州岛尾流是一种大气现象, 而非海洋现象, 但尾流的形成与演变却与局地海-气相互作用密切相关; 同时, 济州岛尾流是局地地形和大气背景场相互作用和共同强迫下的产物; 济州岛尾流与其他地区的岛屿尾流有显著的差别. 其成因可归纳为如下几点:

(1) 从流体力学的角度来看, 济州岛的汉拿山海拔1950 m, 阻挡了迎面而来的低空气流, 是尾流形成的必要条件, 其椭圆的岛屿形状, 风速及来流的频率, 都为尾流的产生提供了良好的条件.

(2) 根据 GMS 卫星遥测云迹风统计分析, 尾流的出现与季节性的西北风或北风有关, 济州岛尾流大都出现在冬季, 济州岛东亚冬季上空盛行干冷的西北风, 风速多在 20 m/s 左右.

(3) 根据 GMS 卫星遥测的海表面温度状况分析, 在岛屿背风一侧的冬季洋面上存在一条暖舌, 暖舌的出现有利于该地区低云的形成, 这些低云的存在, 使得我们可以看到岛屿背风一侧气流的运动轨迹. GMS 卫星遥测图象统计分析表明暖舌与尾流走向相当一致, 可见暖湿的洋面与尾流现象的出现有着密切的关系.

(4) 由于尾流发生区域的下垫面为暖湿洋面, 区域上空为干冷风, 同时由于该区域正处在大气锋区和 SST 海温梯度锋区, 锋面次级环流和地形障碍物产生的大气扰动利于暖湿空气的向上输送, 而暖湿空气在向上输送过程冷凝作用而加热大气, 使得大气中低层出现逆温层. 而逆温层的存在, 阻挡水汽的上升, 有利于尾流云层的形成.

(5) 由于逆温层的存在, 且处在山峰附近的位置, 而使得气流无法爬过山坡, 只能沿山侧面绕流. 气流绕过汉拿山, 在山后形成卡门涡状的尾流.

本文利用 GMS 卫星遥测的高分辨率云图, 以及精细的卫星反演云迹风和海表温度资料, 并结合常规气象观测数据, 从天气和气候学角度分析了济州岛尾流现象及其发生和演变, 并阐述了尾流形成的物理机制. 对这一大气独特现象的了解, 有助于该地区局地海-气相互作用和局地地形和大气背景场相互作用的研究. 本文主要侧重揭示尾流现象, 而关于尾流的动力学理论机制和以实例为背景的数值模拟试验将有待今后作进一步的研究.

参 考 文 献

- 1 童秉纲, 等. 非定常流与涡运动. 北京: 国防工业出版社, 1993
- 2 章梓雄, 等. 粘性流体力学. 北京: 清华大学出版社, 1998
- 3 Bowley C J, et al. Satellite observations of wake formation beneath an inversion. *J Atmos Sci*, 1962, 19: 52
- 4 Chopra K P, et al. Meso-scale eddies in wake of islands. *J Atmos Sci*, 1964, 22: 652
- 5 Chopra K P. Velocity field in vortices leeward of islands. *J Atmos Sci*, 1972, 29: 396
- 6 Zimmerman L I. Atmospheric wake phenomena near the Canary Islands. *J Appl Met*, 1969, 8: 896
- 7 Lyons W A, et al. Meso-scale motions in oceanic stratus as revealed by satellite data. *Mon Weath Rev*, 1968, 96: 304
- 8 Thomson R E, et al. Vortex streets in the wake of the Aleutian Islands. *Mon Weath Rev*, 1977, 105: 873
- 9 Tsuchiya K. The clouds with the shape of Kármán vortex street in the wake of Cheju Island, Korea. *J Met Soc, Japan*, 1969, 47: 457
- 10 Xie S P, et al. Far-reaching effects of the Hawaiian islands on the Pacific ocean-atmosphere system. *Science*, 2001, 292: 2057
- 11 Smolarkiewicz P K, et al. Low Froude number flow past three-dimensional obstacles. Part I: Baroclinically generated lee vortices. *J Atmos Sci*, 1989, 46: 1154
- 12 Smith R B. Comment on "Low Froude number flow past three-dimensional obstacles. Part I: Baroclinically generated lee vortices." *J Atmos Sci*, 1989, 46: 3611
- 13 Rotunno R, et al. Vorticity and potential vorticity in mountain wakes. *J Atmos Sci*, 1999, 56: 2796
- 14 陈渭民, 等. 卫星气象学. 北京: 气象出版社, 1989
- 15 Batchelor G K 著. 沈青, 等译. 流体力学引论. 北京: 科学出版社, 1998
- 16 朱瑞兆. 应用气候手册. 北京: 气象出版社, 1991
- 17 大气物理学编写组. 大气物理学. 南京: 南京大学出版社, 1989
- 18 陆忠汉, 等. 实用气象手册. 上海: 上海辞书出版社, 1982
- 19 Stull Roland B. *An Introduction to Boundary Layer Meteorology*. Kluwer, Dordrecht, The Netherlands: Academic Publishers, 1988. 163
- 20 Barnett K M. A wind-tunnel experiment concerning atmospheric vortex streets. *Boundary Layer Met*, 1972, 2: 427