

黄海沿海夏季海雾形成的气候特征

王 鑫^{1,2}, 黄 菲¹, 周发鑫¹

(1. 中国海洋大学 海洋气象系, 山东 青岛 266003; 2. 中国科学院 大气物理研究所大气科学和地球流体力学数值模拟国家重点实验室, 北京 100029)

摘要: 采用合成与个例分析相结合的方法, 对黄海夏季(7 月)海雾形成的大气环流条件、水汽输送条件以及海面条件(SST)进行了分析, 并讨论了海面的有效长波辐射, 结果表明: 夏季风的强弱决定了黄海夏季海雾的多寡, 海雾形成的水汽不是由局地提供的, 而是靠低空急流从热带大气输送过来. 与大气环流条件相配合, 海温场对海雾的形成是重要的.

关键词: 黄海; 夏季海雾; 气候特征

中图分类号: P 722. 5; P 462. 4

文献标识码: A

文章编号: 0253-4193-(2006)01-0026-10

1 引言

黄海水雾盛季一般从 4 月开始, 到 7 月结束. 在 3 月之前, 8 月之后, 海雾较少发生, 而且从 4 月到 7 月, 平均雾日数递增, 7 月雾日数最多. 青岛站是黄海沿海历史久远很有代表性的气象站, 分析表明, 青岛站与黄海沿海其他站在海雾的季节变化、年际变化上, 具有一致性, 青岛站的雾日记录可以用来研究黄海雾日年际变化的趋势^[1]. 在对春季(4 月)黄海海雾的分析中发现, 春季的海雾发生在冬季风环流背景下, 具有显著的季风特征^[2]. 但在夏季风期间(6~7 月), 热带、副热带及西风带的环流形势发生了显著改变, 因而影响黄海水雾形成环流因子要比春季复杂得多, 此外, 水汽输送和海面条件等也发生了重要变化. 分析表明, 黄海 7 月海雾的年际变化趋势与 6 月基本一致, 本文是继对黄海春季海雾形成的气候条件分析之后, 选取 7 月作为夏季的代表月, 从大气环流分析入手, 选择典型个例, 用合成方法, 在环流背景下剖析夏季黄海水雾形成的宏观条件.

2 资料和方法

本文所用资料为 NCEP/NCAR 提供的 $2.5^\circ \times 2.5^\circ$ 格点 1948~2000 年 53a 月平均的温度、位势高度、风场资料; NCEP/NCAR 提供的 $2.5^\circ \times 2.5^\circ$ 格点 1958~1997 年 40a 月平均的地面温度、气压、地面相对湿度、高空比湿资料; COADS (Comprehensive Ocean-Atmosphere Data Set) $1^\circ \times 1^\circ$ 格点 1945~1989 年全球表层月平均 SST, SAT 资料; 青岛气象站 1948~1997 年 4~7 月雾日数资料.

在青岛 1947~1997 年 50a 中, 7 月雾日极端值相差悬殊, 最多 18d (1961 年 7 月), 而最少只有 1d (1978 年 7 月), 表明黄海水雾日数的年际变化显著. 作为典型个例, 将分析两种条件下在环流结构, 水汽输送, 海面状况等的主要差异, 揭示夏季海雾形成的基本条件; 个性寓于共性, 从个例分析中所获得的信息虽有典型性, 但并不充分, 为揭示成雾条件的共性, 采用合成的方法, 即把雾日数偏多或偏少年份的相关的物理场分别求和并平均, 获得各自合成场. 雾日偏多偏少的标准以均方差定义, 当雾日数大于 1.0

收稿日期: 2005-03-20; 修订日期: 2005-07-13.

基金项目: “863”青年基金(2002AA 639500)和海洋 863 计划(2001AA 633040)资助.

作者简介: 王 鑫(1979-), 男, 山东省淄博市人, 中国科学院大气物理研究所在读博士生, 从事气候研究. E-mail: wangxin@mail.iap.ac.cn

或小于-1.0个均方差时,便作为雾日偏多或偏少的年份.计算结果为:7月雾日偏多的年份是1951,1952,1961年,偏少的年份是1978,1982,1997年.

3 结果分析

3.1 环流条件

7月盛夏,南海夏季风早已爆发,东亚夏季风环

流已经稳定建立.在500 hPa上,东亚的西风带以弱高脊取代了冬季的东亚大槽,在 $80^{\circ}\sim 90^{\circ}\text{E}$ 的低槽取代了冬季的平均脊;副热带高压脊线北跳到 25°N 左右,高压脊控制华东沿海;南亚的低压系统进一步加强(图略).当月雾日异常时,大气环流与平均态差异显著,合成结果分别揭示出雾日异常多、少时的环流的共性(图1).

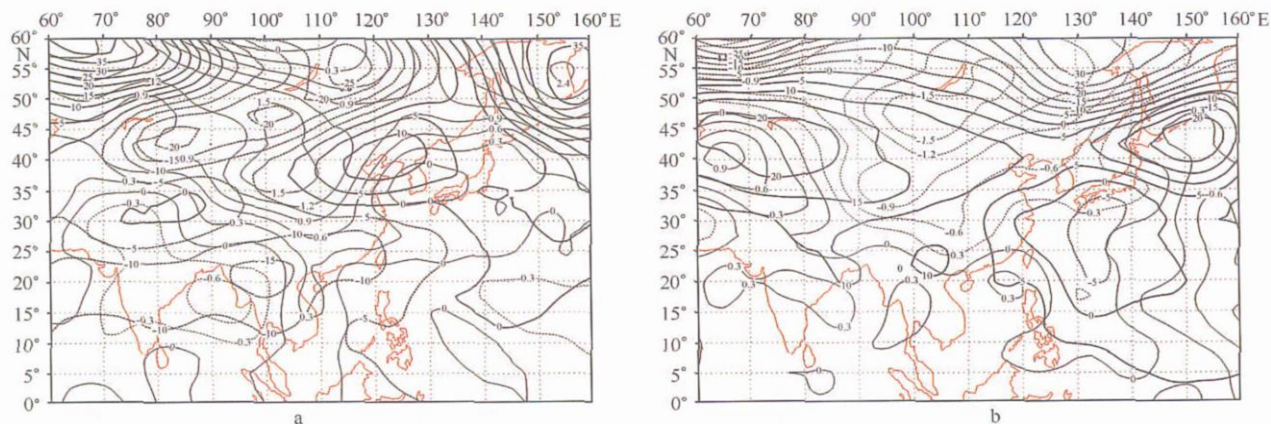


图1 7月500 hPa月平均距平合成高度、温度场(粗线:位势高度,m;细线:温度, $^{\circ}\text{C}$)

a.雾日异常多;b.雾日异常少

雾日异常多时,在500 hPa月平均合成图上(图1a),亚洲大陆中高纬地区有一闭合暖性负距平中心,中心值达到-25 m;而在黄海、渤海、朝鲜半岛为一暖性正距平中心;印度半岛、孟加拉湾、东南亚地区直到菲律宾以东为一庞大的冷性负距平区.这意味着雾日异常多时,亚洲大陆的西风槽偏强,副高位置偏北偏强,印度低压增强,印度季风、南海季风和西太平洋的SE季风均偏强.雾日异常少时(图1b),亚洲大陆上 55°N 以北为冷性负距平区,朝鲜半岛以南黄海东海为一冷性负中心;印度半岛上空为位势高度的正距平区.这与雾多时的环流特征恰好相反,即亚洲大陆的西风槽偏弱,副高位置偏南偏弱,印度低压偏弱,西太平洋的SE季风偏东偏弱.

在850 hPa月平均合成风场上(见图2),也显示出上述环流的差异.雾日异常多时(见图2a),低空流场的最大特征是副热带环流偏西,控制东海、黄海,来自孟加拉湾、南海强劲的西南气流经华东直指东北;雾日异常少(见图2b)时,副热带环流偏弱,中心偏东,华东沿海的西南气流也特别弱.图3是沿 $110^{\circ}\sim 130^{\circ}\text{E}$ 纬向平均的径向速度的距平合成,它清楚地表明雾日多寡时风场垂直结构的差异:雾日

偏多(见图3a),中高纬低空有很强的南风距平;雾日偏少(见图3b),却是北风距平.通过比较南海夏季风爆发时间和强度(戴念军^[3]等),发现南海夏季风爆发偏早、强度大的年份,黄海雾日偏多;南海夏季风爆发偏晚、强度偏弱的年份,黄海雾日偏少.

为了更清晰地揭示夏季风环流对夏季黄海海雾多寡的影响,我们讨论了该地区的径向环流.分析东亚季风区 $110^{\circ}\sim 130^{\circ}\text{E}$ 纬向平均的区域性径向环流合成图(见图4),该图是由风矢量的径向分量 $v(\text{m/s})$ 和垂直速度 $\omega(\times -100 \text{ hPa/s})$ 沿径向剖面合成,由于垂直速度较小,为了能与水平速度相比拟,所以将其扩大了100倍.可以看到无论雾日偏多、少, 10°N 左右都有一强大的上升支,在 10°S 开始下沉,这一环流系统与热带季风相对应.雾日异常多、少时经向环流的最大差异是中高纬度上升支的位置和强度:雾日异常多时(见图4a),在 $35^{\circ}\sim 45^{\circ}\text{N}$ 有一支强上升支,它在高空分为两支,一支向北,一支向南,向南的回流支在高空与在低纬度上升支的回流支汇合,向北的回流支在 75°N 下沉,这支上升支的出现与中纬度系统的配置有关;在雾日偏少时(见图4b), 57°N 附近有一支较弱的上升支,其下沉支在 70°N

以北.合成结果表明黄海海雾的多寡与东亚夏季风环流有关,雾日异常多时,由于中纬度系统与副热带

系统的合理配置,加强了东亚夏季副热带季风,即雾日偏多时夏季风强;而雾日偏少夏季风弱.

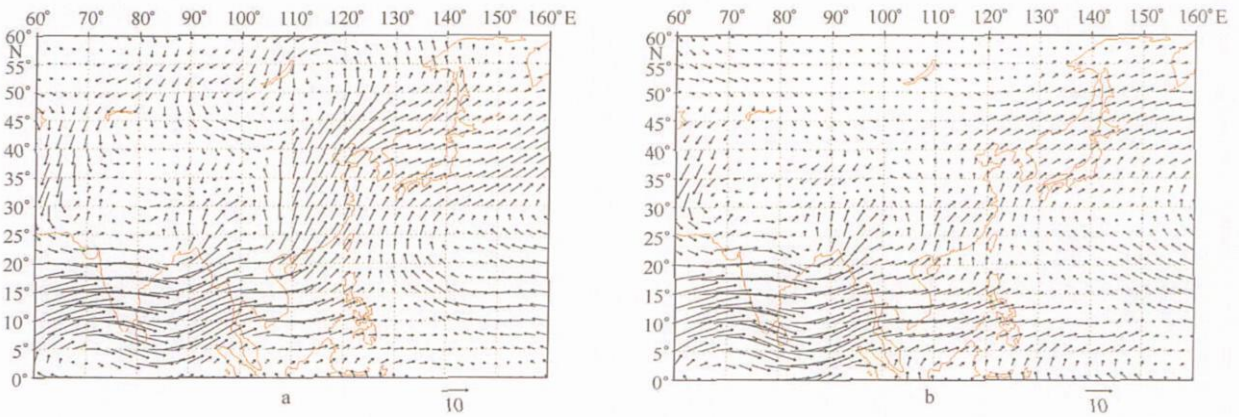


图2 850hPa 月平均合成风场(单位:m/s)

a.雾日异常多.b.雾日异常少

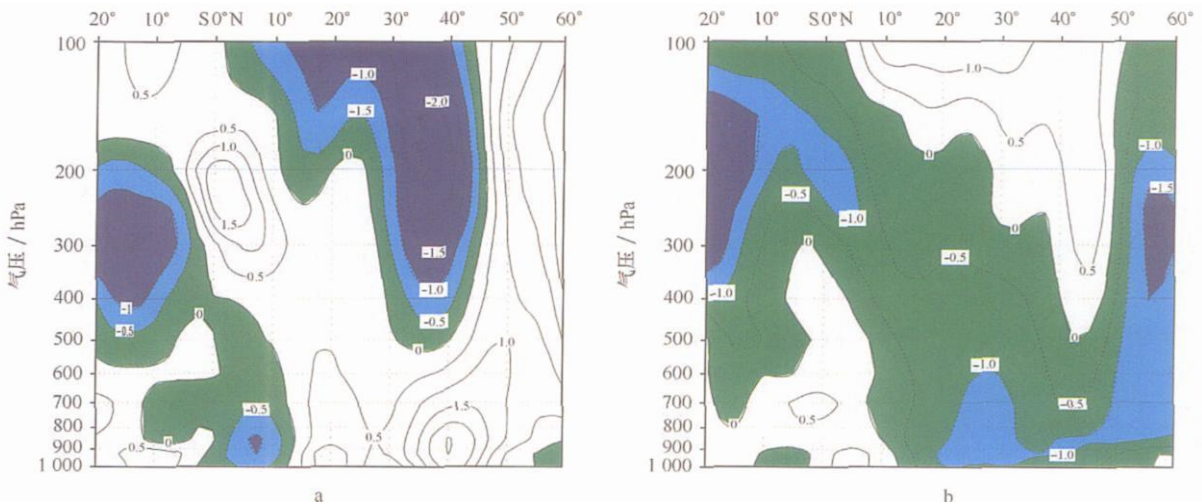


图3 沿 110°~130°E 纬向平均的径向速度距平的合成(径向速度:m/s)

a.雾日异常多.b.雾日异常少

作为典型个例,我们给出雾日极端(多/少)条件下低空(850 hPa)流场的结构,讨论二者的显著差异.1961年7月黄海雾日18d,是50年来7月雾日最多的一个月,而1978年7月只有1d,是最少的一个月.这两个月低层流场的最显著的差异是热带、副热带和西风带的环流配置明显不同,1961年7月,来自热带的SW低空急流($\geq 15 \text{ m/s}$)从华南经华东沿海直到东北,副热带高压脊线稳定在 27°N 附近,黄海处在副高脊东南气流控制下,而华北处于西风带气旋性涡旋控制(见图5a),这种环流配置,是一种强夏季风的环流特征,意味着来自南海或印度

SW季风和来自太平洋的SE季风同时影响黄海,为黄海源源不断地提供充沛的暖湿空气,而西风带低值扰动为海雾的形成提供有效的天气系统^[4];1978年7月的低层流场配制完全不同于1961年7月,首先来自南海或印度SW季风很弱,平均风速不过 $7\sim 8 \text{ m/s}$,达不到低空急流的标准,再者副高位置偏东偏北,华北处在西风带弱槽后部,这种流场配置无论从暖湿空气输送还是从西风带可能提供的天气系统对黄海雾的形成都是不利的,这其实是弱夏季风的环流特征.夏季风的强弱决定了黄海海雾的多寡,夏季风强,黄海海雾偏多,反之亦然.值得指出的是,

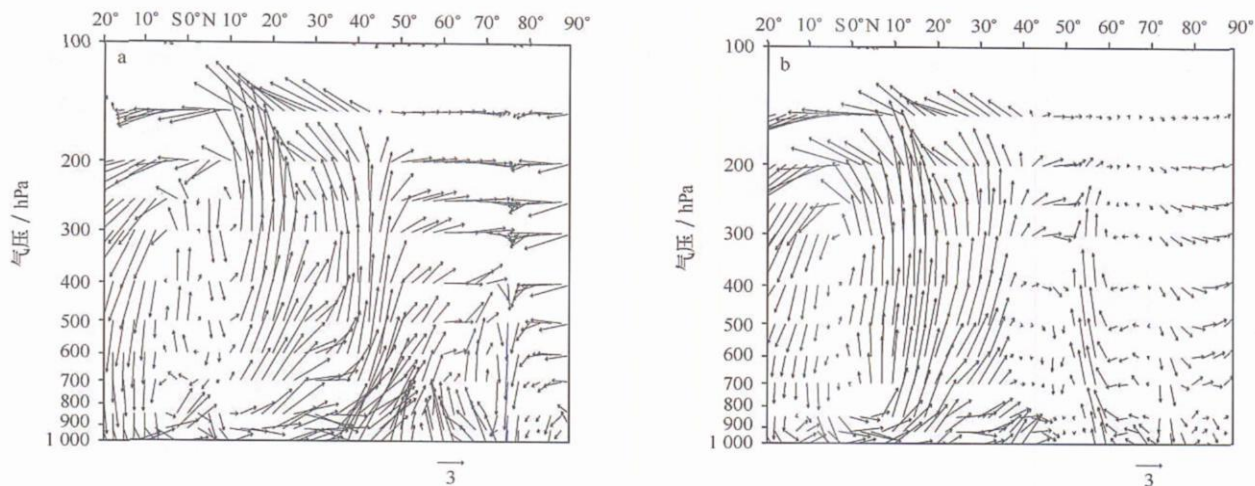


图4 沿 $110^{\circ}\sim 130^{\circ}\text{E}$ 纬向平均的径向环流合成图(径向速度: m/s ; 垂直速度: $\times -100 \text{ hPa/s}$)

a. 雾日异常多. b. 雾日异常少

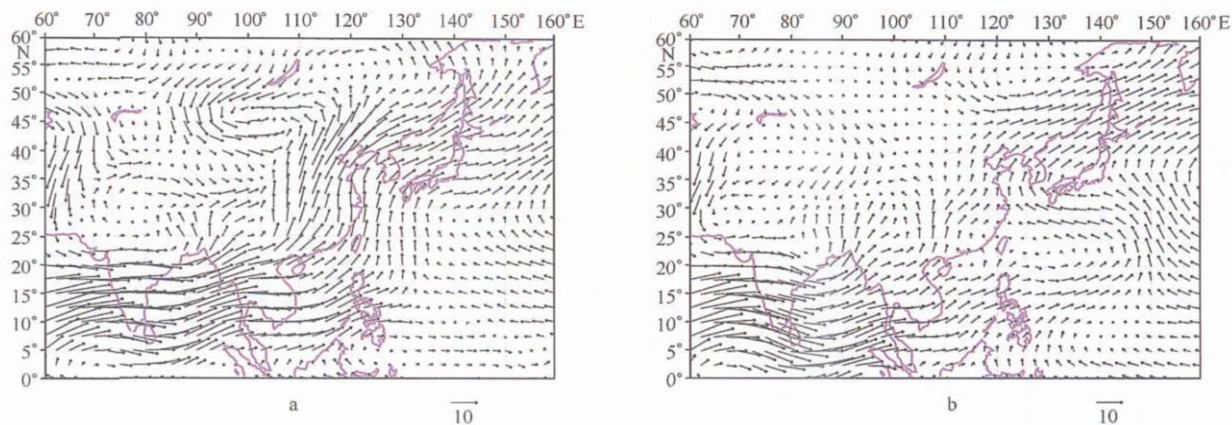


图5 850 hPa 月平均风场(单位: m/s)

a. 1961年7月(雾日最多). b. 1978年7月(雾日最少)

这两个月份在孟加拉湾到印度洋东部的流场几无差别,这似乎意味着南海夏季风、西太平洋SE季风与西风带系统的合理配置是黄海夏季海雾生成的决定性条件.

3.2 水汽条件

水汽是海雾生成的物质基础,在有利的环流背景下,充沛的水汽输送,对于夏季黄海海雾的生成仍然是至关重要的.7月份,夏季风为东亚大陆带来大量的暖湿空气,使得相对湿度普遍较高,但雾日的差异在相对湿度场上仍有显著差异.图6是海平面相对湿度合成图,可以看到7月正是梅雨季节无论是雾日多、少,长江口以南的地区相对湿度分布大体相同,大部分地区相对湿度大于90%.但是雾日异常

多的年份,相对湿度大于90%的地区从华南跨越华东、华北、东黄海、渤海直到东北地区,且一直向东扩展到朝鲜半岛、日本海;而在雾日异常少的年份,长江口以北相对湿度大于90%的地区较小,只出现在长江口以东到朝鲜半岛一线,日本海的范围也较小.

夏季黄海上空的气温明显高于海温,海面的蒸发增湿作用并不显著,黄海上的高湿区主要是由低纬水汽输送的结果.作为个例,利用NCEP/NCAR提供的 $2.5^{\circ}\times 2.5^{\circ}$ 网格点的风速、比湿资料,计算1961年7月和1978年7月低层大气的水汽输送通量.计算公式如下:

$$F_x = \int_{p_0}^{p_r} u q dp, \quad F_y = \int_{p_0}^{p_r} v q dp,$$

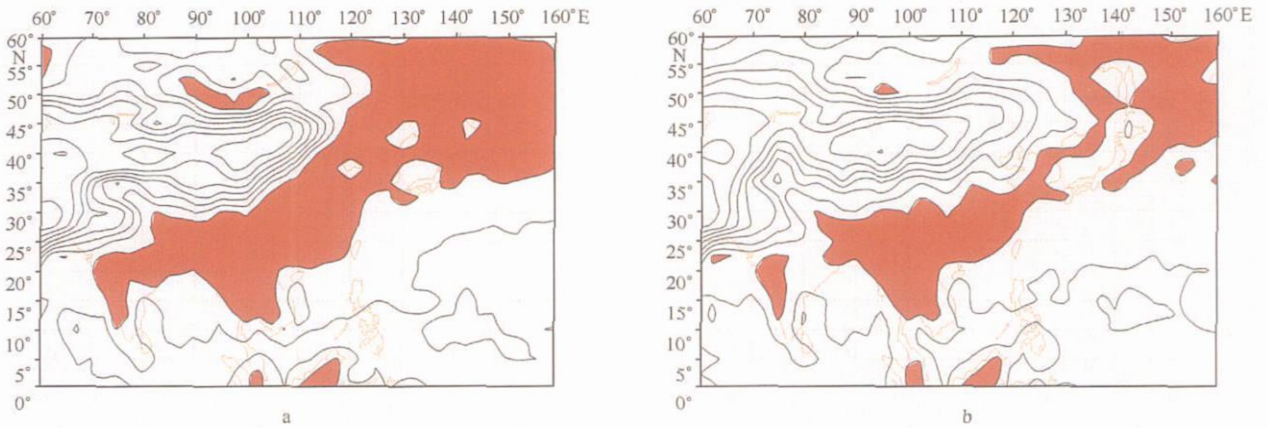


图 6 海平面相对湿度合成图

a. 雾日异常多. b. 雾日异常少

$$F = \sqrt{F_x^2 + f_y^2}$$

其中, u, v 分别是纬向、径向风速; q 是比湿 (g/g), 积分厚度从 1 000 hPa 到 850 hPa. F 的矢量表示水汽通量在空间的输送方向及其大小, F 矢量模表示水汽通量在空间的分布.

图 7 是 1961 年 7 月(图 7a)与 1978 年 7 月(图 7b)的水汽通量(矢量模)的空间分布, 二者有显著不同. 在 1961 年 7 月, 从阿拉伯海、孟加拉湾到南海、华南、华东及华北地区有强劲的水汽输送, 这种来自热带海洋的水汽输送一直延伸到日本北部, 这

与相对湿度的分布是一致的, 因而为黄海海雾的形成提供了充足的水汽条件; 在 1978 年 7 月, 从阿拉伯海、孟加拉湾到南海的水汽输送, 以纬向输送为主, 且输送强度大为减弱, 几乎没有向北的径向水汽输送, 也就是说在 1978 年 7 月, 黄海水汽来源主要是西太平洋上的水汽输送, 但是输送量远远小于雾日最多的时候(1961 年 7 月). 这种不同的水汽输送特征还显示出低空急流在水汽输送中的作用, 在雾日最多的月份, 中国东部地区的水汽输送方向与低空急流轴的走向一致.

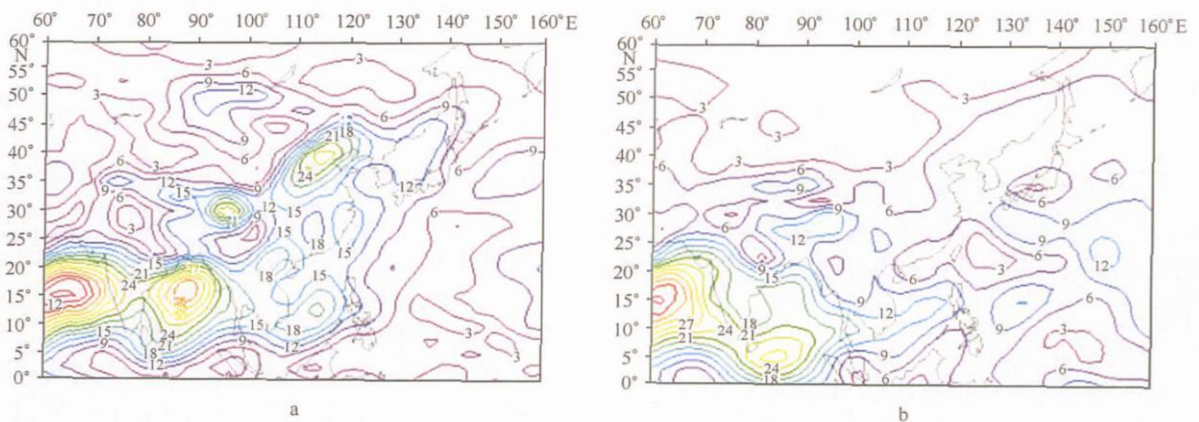


图 7 1 000~850 hPa 水汽通量($g \cdot m \cdot hPa / (g \cdot s)$)

a. 1961 年 7 月(雾日最多). b. 1978 年 7 月(雾日最少)

3.3 海面条件

当暖平流流过冷的海面时, 在接触、湍流、辐射等冷却过程的综合作用下, 降温形成海雾. 王彬华^[4]

指出海面水温 25 °C 可以作为北太平洋西部平流冷却雾生成的最高界限, 在此分界线内, 水汽温差条件, $0.5 \text{ °C} \leq T_a(\text{气温}) - T_w(\text{水温}) \leq 3 \text{ °C}$ 为平流冷

却成雾的温差范围. Cho 等^[5]发现 7 月黄海海雾超过 50% 的浓海雾发生在有强潮混合的冷水区. 表明海温条件是黄海海雾形成的一个重要因子.

利用 COADS 资料, 分析了海温距平场对雾日多、少的影响, 结果表明: 雾日多时, 沿海地区 SST 为正距平, 且有很强的径向温度距平梯度; 雾日少时中国沿海地区 SST 距平的径向梯度较小(图略).

气温、水温差在雾日多寡时的不同, 雾日多时, 黄海气、水温差最大值只有 1.5 °C, 位于黄海南部,

随纬度的增加海气温差降低(图 8a); 雾日少时(图 8b), 气、水温差最大值区处在黄海北部, 达到 2.4 °C, 远大于雾日最多时的气、水温差. 分析表明, 造成水汽温差不同的原因主要是由黄海海温异常的缘故. 不但个例如此, 合成结果也如此. 黄海海雾的形成需要满足恰当的气、水温差条件, 但是气温高于水温太多, 低层空气太稳定, 雾只能局限在贴海面层内, 雾层很薄, 不能向上发展, 甚至不能形成具有一定厚度的雾.

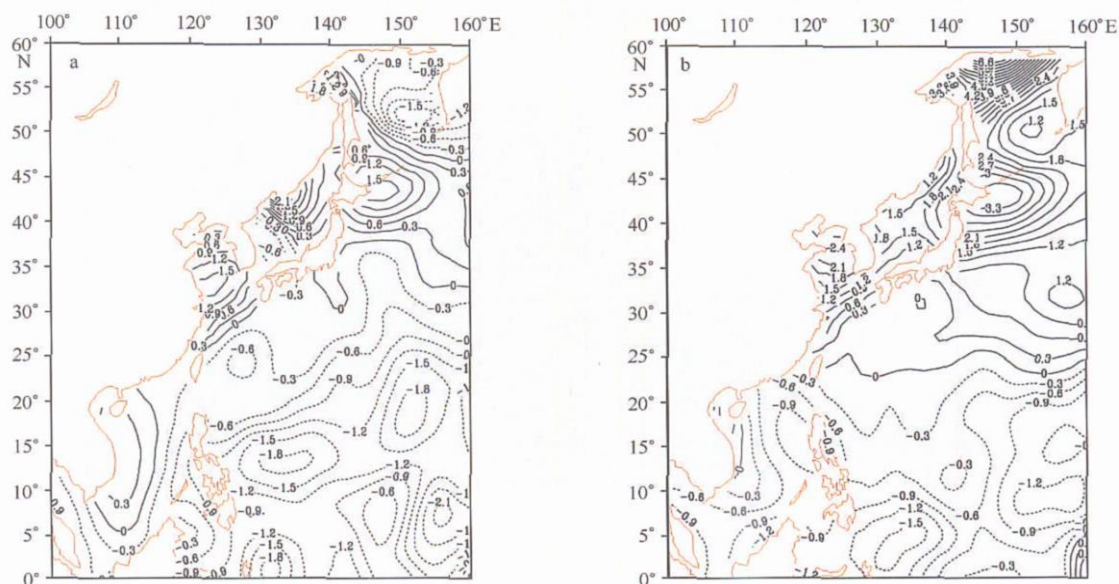


图 8 7 月海表面气水温差(单位: °C)

a. 1961 年 7 月(雾日最多), b. 1978 年 7 月(雾日最少)

3.4 径向风切变

黄海海雾的形成过程中的冷却作用, 不单纯依靠空气与水面的接触冷却, 湍流交换是十分重要的, 适当的湍流作用才能形成几百米厚的雾. Rodhe^[6]指出了湍流在海雾形成中的作用, Noonkester^[7], Korain 等^[8]分别通过实测数据和模式验证了辐射降温对海雾的重要性. 进一步的研究表明雾生成的初期平流作用很重要, 中后期辐射效应相对重要, 而湍流效应取决于风的垂向结构^[9]. 暖湿空气从高湿区向低湿区输送, 平流效应对海雾的形成起了重要作用, 而海雾生成时风速往往较大, 湍流效应对凝结是正贡献, 且有利雾在离海面一定高度上首先形成.

风的垂直切变是边界层中湍动能的主要制造者. 径向风场的垂直分布, 一方面可以反映大尺度的湍流背景的特征, 同时也反映了大气环流的特征. 图 9 是沿 125°E 7 月雾日异常多和雾日异常少时的合成径向风的垂向分布图. 雾日偏多的时候, 黄海从地面到 400 hPa 都被南风控制, 黄海北部 400 hPa 以上的高空有微弱的北风, 最大风速区位于 950~900 hPa, 且在 30°~45°N 之间, 低空等值线比较密集, 垂向梯度较大. 而在雾日偏少时, 黄海地区从低层到 300 hPa 都是南风, 最大风速低于雾日偏多时, 低层(700 hPa 以下)风速较低, 有 3 m/s 左右, 垂直切变明显弱于雾日偏多的情况.

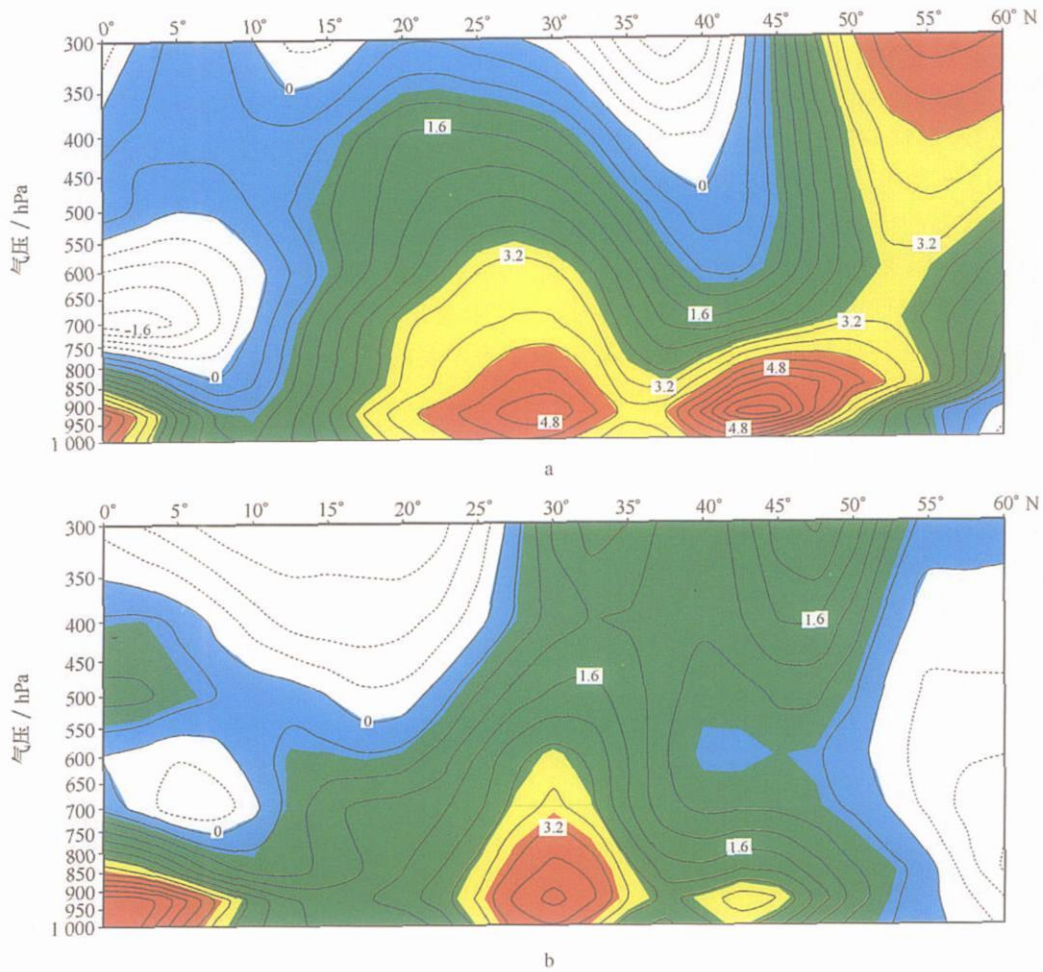


图9 经向风沿 125°E 的垂直剖面图

a. 雾日异常多, b. 雾日异常少

3.5 海面有效长波辐射

夏季, 无论雾日多少, 黄海相对湿度都较高(见图6), 且来自热带的水汽输送也比较丰富(见图7), 同时7月是黄海沿岸的雨季, 在雾日最多(1961年7月)青岛的月平均降水达到 164.5 mm , 而在雾日最少(1978年7月)的月平均降水也达到 131.3 mm , 所以无论雾日多少与降水的关系并不显著. 但由于海雾的多少会影响海面的净长波辐射, 雾日多时, 黄海北部净长波辐射最小, 中心值只有 30 W/m^2 , 雾日最少时, 黄海上净长波辐射略大为 35 W/m^2 , 位于黄海中部. 合成结果与个例结果相同. 据此, 可以认为海雾对海面的辐射平衡有一定反馈.

4 结论

黄海夏季海雾存在显著的年际变化, 主要原因是由大气环流变化异常引起的. 夏季风的强弱与黄

海海雾的多寡有密切的关系, 夏季风强, 雾日数偏多, 夏季风弱, 雾日数偏少. 强劲的夏季风将大量来自热带的暖湿空气输送到黄海, 为黄海海雾的形成提供了物质基础. 来自南海与孟加拉湾的SW季风和副热带的SE季风相汇合, 在华东与黄海上空形成强劲的低空急流, 是海雾异常多年份的重要环流特征, 而海雾异常少的年份却相反, 反映出低空急流对于边界层的水汽输送是起决定作用的; 西风带系统与副热带系统的合理配置以及低空风切变对夏季海雾的形成是必要的; 春季黄海海雾与海温的关系并不密切, 但夏季不同, 海温场在海雾形成中起了重要作用, 当黄海海温较平均偏高, 且南北向SST梯度较大, 从而令气、水温差较小时, 利于海雾的形成, 反之亦然; 应该强调指出, 形成海雾的水汽并不是由黄海局地提供的, 水汽主要来自孟加拉湾、南海地区, 这与春季的结果相同.

必须指出,海雾是大气边界层底层的一种凝结现象,受复杂的边界层过程影响,如大气的湍流结构,海气界面的热交换,辐射过程等,因此,即使在相

同的宏观条件下,也并不总是出雾.但是,有利的宏观条件提供了更多的成雾机会.

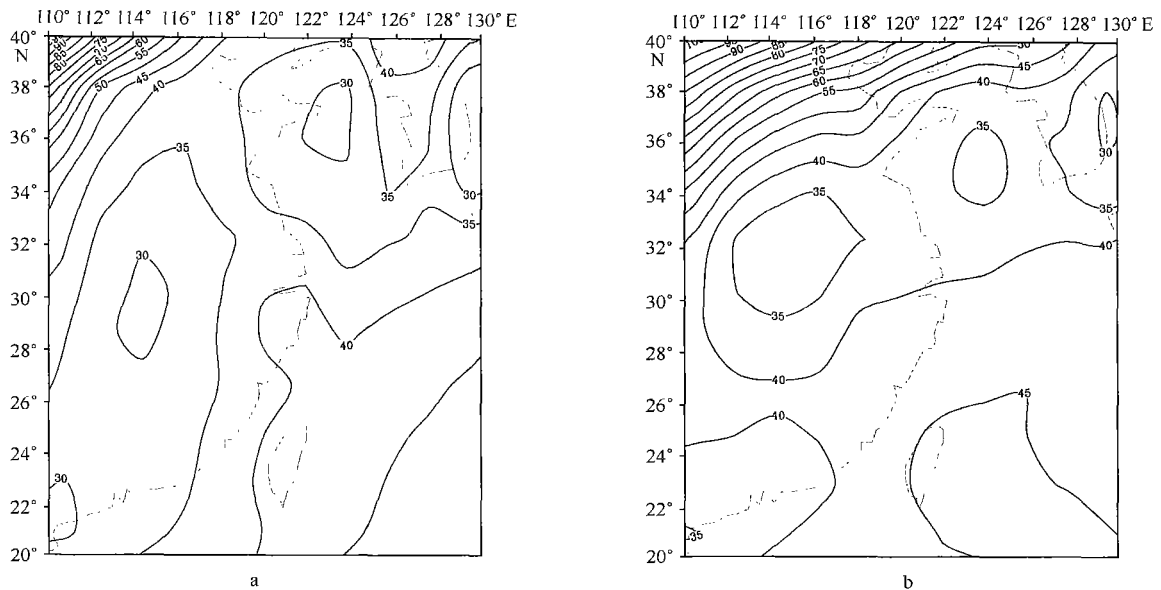


图 10 7 月海面有效长波辐射(单位: W/m^2)
a. 雾日最多(1961 年 7 月), b. 雾日最少(1978 年 7 月)

参考文献:

- [1] 周发, 刘龙太. 长江口及济州岛邻近海域综合调查报告(第七节, 海雾)[J]. 山东海洋学院学报, 1986, 16(1): 115-131.
- [2] 周发, 王 鑫, 鲍献文. 黄海春季海雾形成的气候特征 [J]. 海洋学报, 2004, 26(3): 28-37.
- [3] 戴念军, 谢 安, 张 勇. 南海夏季风活动的年际和年代际特征 [J]. 气候与环境研究, 2000, 5(4): 363-374.
- [4] 王彬华. 海雾 [M]. 北京: 海洋出版社, 1983.
- [5] CHO Yang-Ki, KI M Moon, Ouk, KI M Byung, Choon. Sea fog around the Korean Peninsula [J] Journal of Applied Meteorology, 2000, 39: 2 473-2 479.
- [6] RODHE B. The effect of turbulence on fog formation [J]. Tellus, 1962, 14: 49-86.
- [7] NOONKESTER V R. Coastal marine fog in southern California [J]. Monthly Weather Review, 1979, 107: 830-851.
- [8] KORACIN D, LEWIS J, THOMPSON W T, et al. Transition of stratus into fog along the California coast: observations and modeling [J] Journal of the Atmospheric Sciences, 2001, 58: 1 714-1 731.
- [9] 胡瑞金, 周发. 海雾生成过程中平流、湍流、辐射效应研究: I. 理论分析 [J]. 海洋学报, 1998, 20(1): 25-32.

Climatic characteristics of sea fog formation of the Huanghai Sea in summer

WANG Xin^{1,2}, HUANG Fei¹, ZHOU Faxiu¹

(1. *Ocean University of China, Qingdao 266003, China*; 2. *State Key Laboratory of Numerical Modeling for Atmospheric Sciences and Geophysical Fluid Dynamics, Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029, China*)

Abstract : By using composed and case analysis the climatic background of sea fog formation of the Huanghai Sea in summer (July) has been analyzed, which includes circulation, vapour transport condition, SST, and net long wave radiation. The results show that the summer monsoon determines the foggy days, and vapour for matted fog is not afforded by local atmosphere but by lower tropospheric jet from tropic atmosphere. Cooperated with the circulation, the SST is very important for the formation of fog.

Key words : Huanghai Sea, summer sea fog, climatic characteristics