

非绝热加热对江淮气旋影响的数值模拟

盛 华 陶诗言

(中国科学院大气物理研究所)

提 要

本文采用数值模拟方法考察了潜热、感热和水汽蒸发等诸因素对江淮气旋的影响。对各种试验进行了涡度平衡与能量平衡的诊断分析,结果表明:江淮气旋初生时,扰动从基本气流中获得能量,正压不稳定起着重要作用;在江淮气旋发展后期,斜压性比较明显,潜热释放有意义地修正了系统的相速,一定程度上加强了系统的强度。海上感热和水汽蒸发促进了深对流发展,加大降水,同时加强了有效位能的释放,从而加强了系统发展,但它们的作用是有阶段性的。

一. 引 言

第一次世界大战以后,以 Bejerknes 为代表的挪威学派在总结并吸取过去研究成果的基础上提出了极锋理论,第一次概括了温带气旋的结构和发生发展的天气学模式。近20年来,由于气象卫星资料的广泛应用,新型气象雷达的问世,常规测站网的加密,各种专门观测研究计划的实施,同时有现代计算机的广泛使用,使得分析和研究方法得到了改进,对温带气旋的研究重新引起了人们的重视。

温带和副热带气旋的发展,主要是大气斜压的作用。60年代以后,Charney 等人提出 CISK 机制,它使台风的研究和预报取得了明显的进展,也进一步推动了关于温带气旋的研究。于是,潜热释放、海洋上感热和水汽蒸发,即非绝热加热过程对气旋的发生发展引起了人们的广泛注意。我国预报员早就注意到江淮气旋只有移到海上才得以充分发展。70年代以后,随着电子计算机的广泛应用,我国气象工作者对江淮气旋作了一些诊断分析。由于海上资料的缺乏,诊断分析仅局限于大陆,至于海上感热和水汽蒸发对气旋影响的数值试验就更少了。

用完善的数值预报模式进行数值试验是研究气旋发生发展机制的有效方法之一。可以根据试验者的意愿进行各种敏感性试验,以了解各种物理过程的相对重要性。本文采用数值模拟方法来考察潜热、感热和水汽蒸发等诸因素对江淮气旋的影响。

二. 实验设计

本文采用北京气象中心业务预报模式(B模式)进行数值试验,它包括了地形、大小尺度降水过程,此外模式中还加进了感热和水汽输送。关于B模式的细节在此不赘述,

简单介绍感热和水汽输送方案.

感热和水汽通量如下:

$$F_s = \rho_a C_D |v_a| (T_s - T_a), \tag{1}$$

$$E_s = \rho_a C_D |v_a| (q_s - q_a), \tag{2}$$

下标 S 指陆地和海洋上的表面量, a 指的是近地面量, T_s 通过求解地表热量平衡方程得到:

$$S - R - F_s - LE_s - F_s - \alpha (T_s - T_0) = 0, \tag{3}$$

式中 S 是到达地表的太阳短波辐射, R 为地面长波辐射, F_s 为地表和土壤的热量交换, $\alpha (T_s - T_0)$ 为冰雪冻结和融解热. 为简单起见, 令 $F_s = \frac{1}{3} F_s$, 则(3)式改写为

$$S - R - \left(1 + B + \frac{1}{3}\right) F_s - \alpha (T_s - T_0) = 0. \tag{4}$$

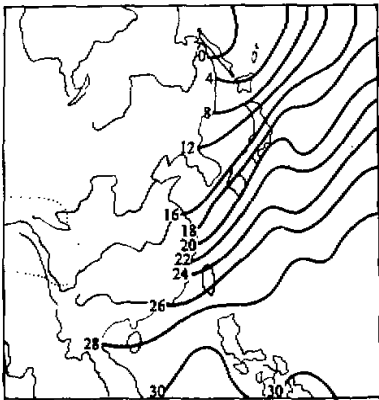


图 1 5 月平均海温图

联立(1)、(4)可求解 T_s , 再利用以下关系式求得蒸发通量:

$$E_s = \frac{B}{L} F_s, \tag{5}$$

$$B = 1 + 4 \sin \varphi, \tag{6}$$

B 为 Bowen 比. 海洋上的温度采用美国海军整理的 5 月份平均海温(图 1), 在积分过程中 B 取为常数, $|v_a|$ 用经验公式求得.

$$|v_a| = \frac{1}{2} \sqrt{u_5^2 + v_5^2} + 2.5, \tag{7}$$

u_5, v_5 是模式第 5 层的风速分量, C_D 为拖曳系数, 在海上取 2.0×10^{-3} , 陆上取 3.0×10^{-3} .

我们作了四种试验, 如表 1 所示.

表 1 试验方案

	大小尺度降水	感 热	水汽蒸发
LSQ (控制试验)	是	是	是
LS	是	是	否
MI (湿试验)	是	否	否
DI (干试验)	否	否	否

三. 控制 实 验

四种实验都是以 1979 年 5 月 11 日 12 时(GMT)为初始场, 控制实验(LSQ)预报的地面中心气压在前 48 小时与实况非常接近.

1. 温压场的预报

这次江淮气旋于 5 月 11 日 12 时生成在江西省境内, 13 日 12 时移到东海发展, 中心

气压为 1001 hPa, 在 850 hPa 上南朝鲜南部的东海上有一低涡, 等温线在 30°N 附近有些密集, 但较平直. 相应的 500 hPa 实况图上, 南朝鲜北部上空有一 560 位势什米的低涡, 其南面为一冷槽.

控制实验准确地预报出地面图上的东海气旋(图 2), 位置与实况吻合. 中心气压高于实况 2 hPa. 同时, 在 850 hPa 图上(图 2b), LSQ 成功地预报出东海上的低涡和温度场. 500 hPa (图 2c)图上, 虽然 LSQ 未能预报出朝鲜上空的 560 位势什米的闭合低压, 但它准确地预报出朝鲜南部的冷槽, 以及 30°N 附近海上的暖平流, 自长江口向东北方向伸展的暖舌较明显, 这是海上感热和水汽蒸发作用, 加大了潜热释放的结果.

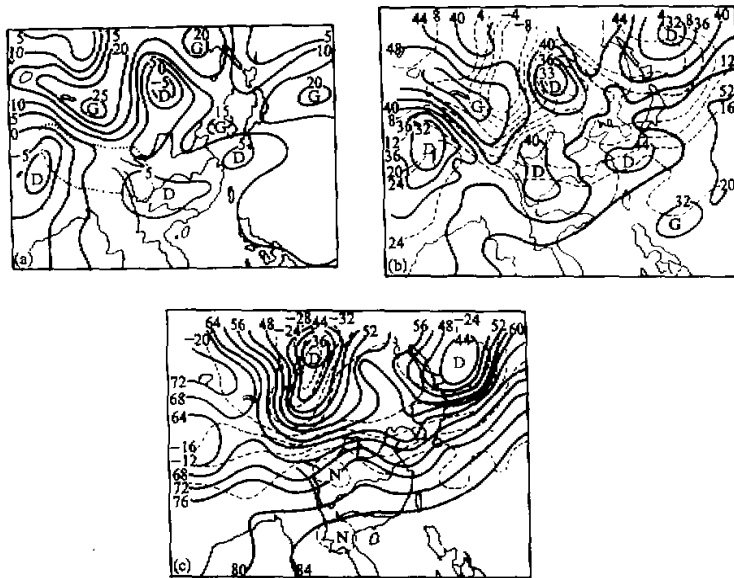


图 2 控制实验 (LSQ) 预报
(a) 地面, (b) 850 hPa, (c) 500 hPa.

2. 热力参数和降水量的预报

LSQ 预报的 700 hPa 的水汽通量, 东亚水汽主要是由西南气流输送的, 水汽源地, 一个在南中国海, 另一个在孟加拉湾, 这与资料诊断结果是一致的^[1], 同时 LSQ 的水汽通量最大.

东亚的潜在不稳定区 ($\Delta\theta_{se} < 0$) 基本上呈东西走向, LSQ 的不稳定区比湿模式实验 (M1) (图略) 向北偏移, 在东海两者差异更大, $\Delta\theta_{se}$ 达 -13°C . 这充分显示了感热和水汽蒸发的重要作用. 事实上, 一方面海洋上感热直接加热近地面层空气, 另一方面水汽蒸发使低层 θ_{se} 加大, 大气趋于更不稳定, 促使深对流发生发展.

图 3 a、b 是 M1 与 LSQ 预报的 12 小时降水量分布图 (13 日 00:00 — 12:00), LSQ 预报的最大降水量为 26mm/12h, M1 预报的是 21mm/12h, 皆比实际情况偏小. 但 LSQ 准确地预报出锋面气旋的降水特征, 而 M1 只预报出一条东西向的雨带. 由于

海上无降水观测资料, 我们将 LSQ 预报的降水区与卫星云图(图略)的降水区相对照, 两者配合较好.

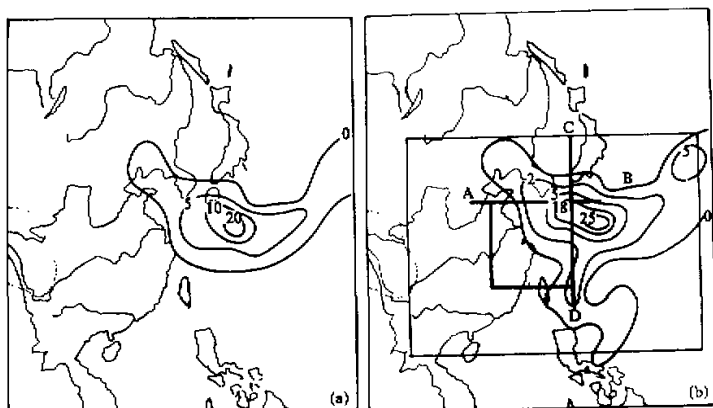


图 3 13 日 00—12 时降水量预报图

单位: mm/12h

(a) M1, (b) LSQ.

四. 诊断分析

1. 非绝热加热对各物理量分布的影响

在 LSQ、M1、D1 三种试验预报的 850 hPa 涡度场上看, 三张图的基本特征相同.

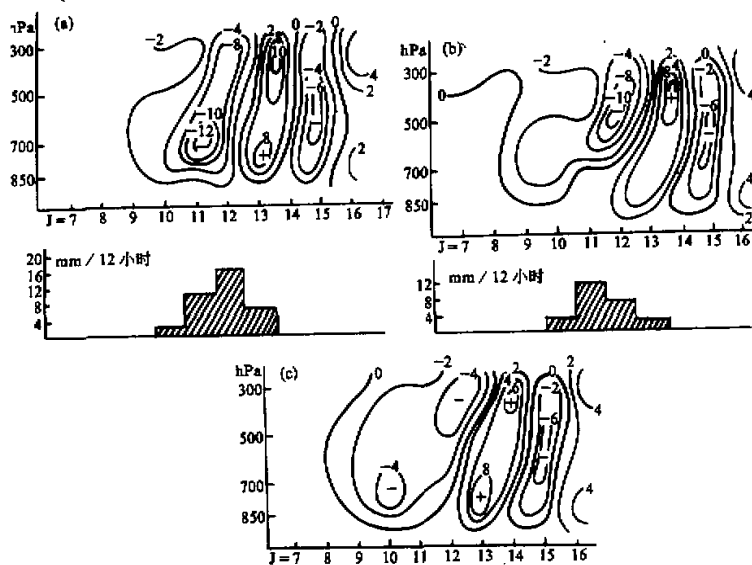


图 4 ω 的经向剖面图

(a) LSQ, (b) M1, (c) D1.

在 30°N 附近, 正涡度区呈带状分布, 在东海上的正涡度中心对应着地面气旋, LSQ 实验所得到的系统最强, 最大涡度为 $6 \times 10^{-5} / \text{s}$. 沿图 3b 中 CD 作 ω 的垂直剖面图 (图 4), M1 的最大 ω 值出现在 500 hPa 上, 它比 D1 的大一倍左右. LSQ 实验的上升运动从 850 hPa 一直伸展到 300 hPa, 最大值出现在 700 hPa. 降水释放潜热影响最大的层次在对流层中层, 在 LSQ 实验中, 由于海洋感热和水汽蒸发作用, 使得整层的上升运动加强, 低层尤为突出. 另外, 降水不仅加强了系统强度, 而且也增强了系统的斜压性.

由非地转风图上看出 (图略), 300 hPa 上, 朝鲜附近有较大的反气旋性地转风, 对应 850 hPa 上非地转风是气旋性的, 显然这与降水、感热与水汽蒸发作用直接相关.

2. 涡度收支分析

对于图 3b 中小方框区域, 用下式计算了涡度收支.

$$2 = \frac{\partial \bar{\zeta}}{\partial t} + \overline{\vec{v} \cdot \nabla \bar{\zeta}_a} + \overline{\bar{\zeta}_a \nabla \cdot \vec{v}} + \overline{\omega \frac{\partial \bar{\zeta}}{\partial p}} + \overline{\vec{K} \cdot \nabla \bar{\omega}} \times \frac{\partial \bar{\vec{v}}}{\partial p} = - \overline{\omega' \frac{\partial \zeta'}{\partial p}}, \quad (8)$$

TR HR DR VR WR DC

式中 “-” 表示天气尺度网格点上的量, 带撇的量表示次网格尺度的量. 本公式忽略了扰动的涡度通量项 $\overline{\Delta \zeta' v'}$ 和扰动的扭转项 $\overline{\vec{K} \cdot \nabla \omega' \times \frac{\partial \vec{v}'}{\partial p}}$. TR 为网格尺度的涡度局地变化, VR 为涡度的垂直输送, HR 为涡度的水平输送, WR 为扭转项, DR 为散度项, DC 是积云云对大尺度的输送.

结果表明 (表略), 垂直输送项 (VR) 与扭转项 (WR) 都是小量, 在 500 和 700 hPa 上, 前 24 小时, 基本上涡度向上输送. 在前 39 小时, 各层涡度都是不断增加的, 其中

表 2

积分时间		TR			HR					DR		
h	850	700	500	300	850	700	500	300	850	700	500	300
6	-0.09	0.28	0.45	-0.04	-0.04	-0.09	-0.04	0.41	0.77	-0.05	-0.37	-0.19
9	0.56	0.94	0.49	-0.86	-0.01	-0.25	-0.09	1.26	-0.6	-0.67	0.02	0.48
12	2.18	1.85	-0.02	-2.84	0.13	-0.39	-0.07	1.88	-2.57	-1.53	0.95	2.02
15	3.23	2.51	-0.77	-1.66	0.17	-0.30	-0.21	-5.72	-3.04	-1.6	1.59	18.42
18	2.73	2.41	-0.39	-2.39	0.09	-0.34	-0.53	-0.63	-2.26	-1.27	1.08	1.92
21	1.80	1.89	1.03	-0.06	0.54	-0.51	-1.05	-2.43	-2.13	-0.74	-0.28	2.02
24	1.98	1.72	2.93	1.28	1.52	-0.61	-2.19	-4.49	-3.99	-1.47	-0.69	3.06
27	2.63	3.18	4.22	2.8	2.26	-0.35	-3.94	-7.39	-5.34	-2.56	-0.12	4.10
30	2.95	4.06	4.89	4.83	1.74	0.28	-4.55	-10.54	-4.32	-4.08	0.17	5.00
33	2.51	4.43	5.34	7.00	1.43	0.88	-4.12	-13.16	-3.18	-3.98	-0.83	5.26
36	1.41	2.96	6.32	9.68	2.96	1.00	-3.10	-14.21	-2.66	-1.83	-3.47	3.94
39	-0.34	0.92	7.19	10.41	4.53	1.46	-2.38	-14.17	-2.3	-1.03	-5.03	4.43
42	-2.3	0.63	7.41	9.18	3.67	2.52	-1.61	-13.07	0.25	-2.68	-5.25	5.11
45	-4.52	-0.41	7.24	9.41	2.31	3.27	0.16	-9.76	3.58	-1.78	-5.36	0.61
48	-5.4	-0.87	6.13	9.37	1.86	2.94	2.19	-4.44	4.13	-0.14	-5.13	-2.61

850 hPa 增加得最多, 最大值为 $2.3 \times 10^{-11} / \text{s}^2$. 另外, 高层涡度增加滞后于低层, 各层次都是以外向区域内输入涡度的, 愈到高层涡度水平输入愈多. 散度项是涡度平衡中最重要的源或汇, 低层 850 和 700 hPa 辐合产生涡度, 高层 300 hPa 辐散损失涡度. 积云对流把低层的涡度输送到高层.

江淮气旋初生时, 主要是低层辐合产生涡度, 水平输送也有一定贡献. 由于积云对流把涡度积累向上输送到高层, 补偿了高层的涡度亏损.

我们把 M1 和 D1 涡度收支中的主要项进行比较 (表 2), 对于涡度的局地变化项 (TR) 来说, M1 明显比 D1 偏大, 低层比高层偏大得早些. 而涡度的散度项 (DR), 开始在低层 (700 和 500 hPa), M1 的大于 D1 的, 以后扩展到 500 hPa, 而 300 hPa 的情况相反. 很清楚, 这是因为大小尺度降水释放潜热, 致使低层辐合增加, 产生涡度, 而高层辐散加大, 涡度减小. 水平输送项 (HR), 在 700 hPa 以下, 湿过程向外输出的涡度较多, 而高层, 湿过程向内输入的涡度较多, 潜热加热增加了涡度水平输送的涵差, 使系统增加.

3. 能量学

(a) 涡动动能平衡方程如下

$$\frac{\partial K_E}{\partial t} = I(K_z, K_E) + I(P_E, K_E) + F_H(K_E) + F_v(K_E) + F_H(P_E) + F_v(P_E) - DE, \quad (9)$$

TK ZE PK HK VK HP VP DE

方程中各项意义如下:

$$I(K_z, K_E) = -[u'v'] \frac{\partial}{\partial y} [u] - [u'v'] \frac{\partial}{\partial y} [v] - [w'u'] \frac{\partial}{\partial p} [u] - [w'v'] \frac{\partial}{\partial p} [v]$$

—— 纬向平均动能向涡动动能的转换 (ZE),

$$I(P_E, K_E) = -\frac{R}{P} [\overline{\omega' T'}] \text{ —— 涡动有效位能向涡动动能的转换 (PK),}$$

$$F_H(K_E) = -\left[\frac{\partial}{\partial x} (\overline{uk_e}) + \frac{\partial}{\partial y} (\overline{vk_e}) \right] \text{ —— 涡动动能的水平输送 (HK),}$$

$$F_v(K_E) = -\left[\frac{\partial}{\partial p} (\overline{\omega k_e}) \right] \text{ —— 涡动动能的垂直输送 (VK),}$$

$$F_H(P_E) = -\left[\frac{\partial}{\partial x} (\overline{u'\phi'}) + \frac{\partial}{\partial y} (\overline{v'\phi'}) \right] \text{ —— 涡动位能的水平输送 (VP),}$$

$$F_v(P_E) = -\left[\frac{\partial}{\partial p} (\overline{\omega'\phi'}) \right] \text{ —— 涡动位能的垂直输送 (HP),}$$

DE —— 耗散项,

TK —— 涡动动能的局地变化项.

[] 表示纬向平均, 带撇的量表示对纬向平均的偏差, $\overline{\quad}$ 表示区域平均.

$k_e = \frac{1}{2} (u'^2 + v'^2)$ 表示单位质量的涡动动能，

$K_E = \frac{1}{2} (\overline{[u']^2} + \overline{[v']^2})$ 表示区域平均的涡动动能，

$K_z = \frac{1}{2} (\overline{[u]^2} + \overline{[v]^2})$ 表示区域平均的纬向平均动能，各能量间的转换可概括

成框图(图5a)。

本文对图 5b 中大方框区域，计算了涡动动能平衡，分析比较了干、湿过程的结果。表 3 是区域垂直积分(整层)的涡动动能收支。42 小时以前，M1 和 D1 的涡动动能都是减少的，以后不断增加，在后期，M1 的涡动动能明显大于 D1 的，两者最大差别在 300—500hPa 层次。

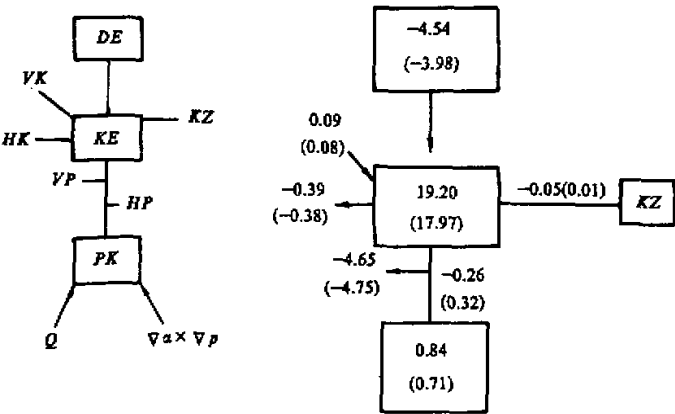


图 5 能量收支框图
(括号内为 D1 的值)

表 3 整层涡动动能 ($KE: 10^4 J/m^2$ ，其它单位: W/m^2)

a 湿过程									
预报时间	KE	TK	PK	ZE	VK	HR	VP	HP	DE
12	20.12	-0.58	1.05	0.05	0.14	-1.03	-11.38	0.91	-9.70
18	18.29	-0.52	0.83	0.06	0.14	-1.16	-8.68	-3.52	-11.87
24	17.82	-0.12	0.48	0.04	0.08	-0.91	-6.95	-2.38	-9.49
30	16.41	-0.48	0.36	-0.02	0.11	-1.04	-2.94	0.63	-2.48
36	16.05	-0.11	0.45	0.05	0.05	-0.65	-0.66	-3.92	-4.61
42	15.86	-0.10	0.77	0.03	0.00	-0.43	0.11	-6.20	-5.62
48	16.60	0.13	0.92	0.00	0.01	-0.09	-3.01	-4.48	-6.83
54	18.44	0.58	0.85	-0.11	0.03	0.07	-3.19	-1.44	-4.31
60	21.62	0.96	1.14	-0.13	0.09	0.12	-4.73	0.25	-4.71
66	24.23	0.80	1.20	-0.27	0.14	0.31	-4.34	7.96	4.24
72	25.74	0.47	1.23	-0.29	0.18	0.52	-5.16	3.36	5.39
平均	19.20	0.10	0.84	-0.05	0.09	-0.39	-4.65	-0.26	-4.54

b 干过程

	KE	TK	PK	ZE	VK	HK	VP	HP	DR
12	20.09	-0.59	1.02	0.05	0.14	-1.04	-11.45	1.17	-9.53
18	18.23	-0.52	0.78	0.06	0.08	-1.17	-8.83	-3.44	-11.99
24	17.64	-0.16	0.43	0.04	0.11	-0.91	-7.15	-2.34	-9.67
30	16.07	-0.53	0.31	-0.02	0.04	-1.02	-3.14	0.60	-2.70
36	15.37	-0.23	0.45	0.15	-0.0	-0.61	-0.73	-3.17	-3.80
42	14.90	-0.21	0.74	0.03	-0.01	-0.37	0.39	-5.93	-4.93
48	15.33	0.06	0.84	0.02	-0.01	-0.08	-2.71	-3.34	-4.76
54	16.65	0.39	0.74	-0.06	0.06	0.07	-2.72	-0.63	-2.93
60	19.31	0.78	0.83	-0.02	0.10	0.12	-5.06	0.96	-3.84
66	21.39	0.64	0.85	-0.09	0.14	0.29	-5.36	8.78	3.96
72	22.65	0.42	0.86	-0.05	0.18	0.49	-5.53	10.86	6.38
平均	17.97	0.00	0.71	0.01	0.08	-0.38	-4.75	0.32	-3.98

各个时次，涡动有效位能向涡动动能转换，它是 KE 的源。而湿过程释放的有效位能多些，这在上层表现较明显，后期又比前期明显。从平均情况看，涡动动能从平均动能中获得能量，在前 48 小时， ZE 基本上是正值，这表明正压不稳定在江淮气旋发展前期起一定作用。这与资料诊断^[2]结果一致。

(b) 有效位能

为了解气旋发生发展过程中，湿过程对有效位能释放的作用，本文对 LSQ，M1 和 D1 三种实验进行涡动有效位能的计算，所用的方程是：

$$\frac{\partial APE}{\partial t} = \widehat{EQ} + \widehat{\omega\alpha} + \widehat{\nabla_p(APE)} + \frac{\widehat{\partial}}{\partial P}(APE) + \frac{C_p E}{P^K} \frac{dP_r^K}{Dt}, \quad (10)$$

$$\hat{A} = \frac{1}{\sigma_g} \int_{\sigma} \int_{P_B}^{P_t} A dP d\sigma, \quad APE = \frac{1}{\sigma_g} \int_{\sigma} \int_{P_B}^{P_t} C_p E T dP d\sigma,$$

P_r 为参考气压， $\overline{\omega\alpha} = \overline{\omega\alpha} + \overline{\omega'\alpha'}$

$$\overline{X} = \frac{1}{\sigma} \int_{\sigma} X d\sigma, \quad X' = X - \overline{X}.$$

涡动有效位能的释放是该方程中重要的一项，如果暖空气上升，冷空气下沉，就释放有效位能，它有可能转换成动能，反之，储存位能。计算结果表明，前期有效位能释放得较多，而 M1 的又多于 D1 的。显然，降水释放潜热增加了有效位能的释放。由 $\overline{\omega'\alpha'}$ 的垂直时间剖面图(图略)表明，潜热加热主要发生在中层，所以 M1 与 D1 的主要差别在中层上。

$\overline{\omega'\alpha'}$ 的垂直积分表明(图略)，对于干过程来说，在区域北部正负相间，而且数值较大，说明区域北部有冷空气侵入。在区域的南部，分布简单，没有大于 $-2.0W/m^2$ 的值。与湿过程的情况相比，在东海上的降水区，出现了较大的负值，而 LSQ 中大于 $-2.0W/m^2$ 的范围又比 M1 的大些，它与降水区非常一致，这表明非绝热加热增加了有效位能的释放。

对于气旋发生发展过程, 最重要的能量循环是 PK 与 ZE, 即有效位能的释放, 与基本气流能量的交换。从能量分析可知, 这两种作用对江淮气旋都有贡献。

五. 模式模拟对各物理过程的响应

下面把控制实验与基本实验结果比较, 结合诊断分析, 了解各物理过程的相对重要性, 探讨江淮气旋发生发展的机制。

1. 正压、斜压不稳定

我们用绝热模式(D1)积分 48 小时也能预报出江淮气旋的生成和移动发展, 只是强度比实况的弱, 位相大约落后 4—5 个经度, 由此可见大气本身的正压、斜压不稳定在江淮气旋的初生期起着重要的作用。

从能量学分析知道, 在江淮气旋发展的前期, 扰动从平均纬向气流中获得能量, 这说明正压不稳定在江淮气旋发展前期起着一定作用, 这与资料诊断结果^[1]一致。至于这次天气过程的斜压性也是可以辨认的, 在气旋初生时, 有一弱的冷暖锋与之配合, 但冷暖平流不清楚, 在气旋发展后期, 锋面逐步清楚, 在卫星云图上可看出锋面气旋的云系。

2. 潜热

仔细考察 M1 和 D1 的预报结果, M1 预报的地面气旋与实况接近, 另一个显著的特点是 M1 48 小时预报的气旋位置与实况吻合, 说明潜热有意义地订正了系统的速度。

从涡度平衡分析可知, 潜热对增强系统强度是十分明显的。降水释放潜热, 使得低层辐合加大, 高层辐散增强, 下层相速加快, 而高层相速不变, 这就增强了系统的倾斜度, 增强了系统的斜压性。另外, 大雨区的低层温度降低, 而高层温度增加, 使得温度对比强烈。能量分析表明, 潜热释放增加了涡动有效位能的释放, 使得涡动动能增大。

3. 感热和水汽蒸发

控制实验(LSQ)与实验 M1 的结果进行比较, 就可孤立出感热和水汽蒸发的作用。由 5 月平均海面温度图(图 1)可知, 在黑潮的影响下, 从台湾到日本东海岸为一暖海温脊, 感热与水汽通量分布(图 6)与此密切相关, 从我国长江口向东北伸展到日本东海岸成带状分布, 最大感热通量为 $400 \text{ cal/cm}^2 \cdot \text{d}$, 最大蒸发通量为 15.0 mm/d , 这是开始于 24 小时的平均值, 随着积分时间延长, 这个带状分布逐渐向东收缩, 主要是因为气旋移入海面, 气旋西南部近地面冷空气逐渐变性的原因。

模式中加进海气交换后, 850 hPa 的温度脊更明显, 不稳定区向北推进, LSQ 很好地预报出锋面降水的分布特征, LSQ 预报的系统强度比 M1 的稍强些, 涡度的增加在低层更明显, 从垂直速度的剖面图可看出, LSQ 的对流比 M1 要深厚些。

由 LSQ 与 LS 的实验结果表明, 水汽蒸发在后期起着重要的作用, 从物理意义上看, 水汽蒸发首先是增加近地面的水汽含量, 增大降水量, 释放潜热影响系统的强度。

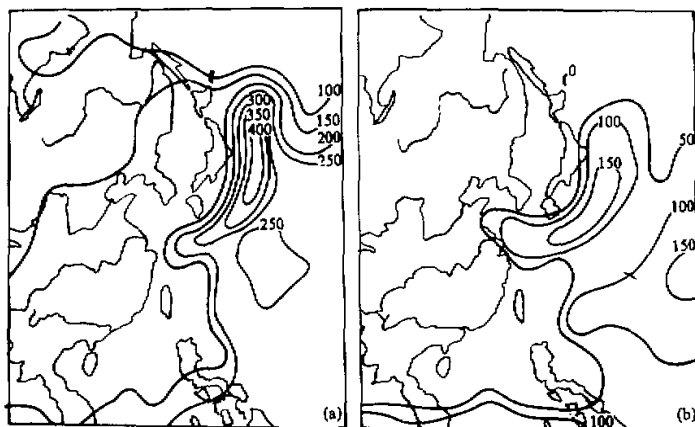


图 6 感热和水汽通量

(a) 感热通量, 单位: $4.1868 \text{ J} / \text{cm}^2 \cdot \text{d}$, (b) 蒸发通量, 单位: mm / d .

而感热输送加热近地面层大气, 增加了大气的的不稳定度, 低层辐合, 促进深对流的形成.

六. 结 论

非绝热加热, 反馈 APE 的储存, 伴随着强迫上升运动, 从而产生直接环流, 为了恢复静力平衡和地转平衡, 这种环流加速了有效位能向动能的转换, 增强了系统发展过程, 非绝热加热有意义地影响着温带气旋的发展, 通过数值试验和诊断分析, 非绝热加热对江淮气旋发展起着促进的作用.

实验结果表明, 江淮气旋的发生发展机制比较复杂. 能量分析表明, 在江淮气旋发展初期, 扰动从基本气流中获得能量, 也就是正压不稳定起着重要作用. 江淮气旋发展后期, 斜压性比较明显, 潜热释放有意义地修正了系统的相速, 一定程度上加强了系统的强度, 海洋上感热和水汽蒸发促进深对流发展, 但感热和蒸发作用是有阶段性的, 气旋刚入海时, 感热作用明显, 而蒸发在后期起着一定的作用.

参 考 文 献

- [1] 盛 华、陶诗言, 1988, 青藏高原与落基山背风气旋的对比分析(一)天气结构, 大气科学, 12, No. 3, 233—241.
- [2] 盛 华、陶诗言, 1988, 青藏高原与落基山背风气旋的对比分析(二)诊断分析, 大气科学, 12, No. 4, 337—345.

Sheng Hua and Tao Shiyan

(Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences)

We did numerical simulation in order to understand the influence of diabatic heating, such as latent heat, sensible heat and water vapor transpiration over the sea. On the development of the cyclone in the east coast of China, we diagnosed the budgets of vorticity and energy for various experimental schemes. The results show that at the initial stage of cyclogenesis, perturbation energy comes from mean flow; at the mature stage of the cyclone, baroclinicity plays an important role in the development of the cyclone. Latent heat released by precipitation modifies phase speed of the system and deepens the depression. When the cyclone moves on the sea, sensible heat and water vapor transpiration promote deep convection.

Key words: Numerical simulation ; Diagnose ; Baroclinicity ; Diabatic heating .

《大气科学文集》(1990)已由科学出版社出版,本文集《大气科学》为缩短刊用周期,使一些稿件能得到及时刊载而出的论著专集,内容均系大气科学各领域代表我国水平的具有一定创造性的学术论文或短论,可供大气科学科研人员;气象台站预报、业务人员以及大专院校有关专业的师生、研究生参考。

本文集除由新华书店发行外,本刊编辑部亦兼办函购手续,定价每本 14.40 元,有需要者请邮汇书款及 10% 邮寄费并在附言中说明函购册数及收件人单位、地址、邮政编码即可。希本刊订户为保持连续性,从速函购。

本刊地址：北京德胜门外祁家豁子大气物理所内，邮政编码：100029.