

辐射收支对降水数值预报的影响^{*}

尹 宏

(北京大学地球物理系, 北京, 100871)

贾逸勤

(中国科学院大气物理研究所, 北京, 100080)

摘 要

将辐射参数化子程序与中国科学院大气物理研究所降水有限区域模式结合, 进行数值模拟, 所得结果合理。辐射子程序能模拟并提供各高度及地面的辐射收支、温度、湿度日变化。对于大尺度降水过程, 辐射使夜间降水量显著增加, 是夜间降水多的原因之一。而辐射使白天降水有少量增加。

关键词: 辐射收支, 参数化, 降水数值预报。

1 引 言

近年来辐射过程对降水过程影响的研究有了一些进展, 谢安等^[1]提出, 夜间云顶的辐射冷却和云内、云下的相对增暖产生层结的不稳定性, 这可能是夜间多发暴雨的原因之一。云区外, 大幅度的辐射冷却有利于暴雨云区中上升运动的维持。傅强等^[2]指出, 降水天气系统中, 辐射与对流的相互影响有3种机制: 一、在湿边界层上面晴空区的辐射冷却使大气层结趋于不稳定^[3]; 二、长波辐射过程使云顶冷却云底加热, 使云内层结不稳定^[4, 5]; 三、云区和晴空区辐射过程的差别引起次生环流^[6]。

把辐射子程序应用于大气物理研究所的降水有限区域模式中^[7, 8], 对1993~1995年中国6次降水过程进行数值模拟, 辐射子程序能模拟出各层及地面辐射收支、温度、湿度日变化的情况。对比增加辐射子程序前后数值模拟降水分布的差别, 研究辐射过程对大、中尺度降水的影响。

2 辐射参数化子程序提供的气象参量

以张家宝^[9]的辐射程序为基础, 进行了一些修改(见附录)后, 辐射参数化子程序提供以下气象参量的模拟计算结果。

2.1 各层大气的辐射变温

辐射子程序可计算大气各层的辐射变温, 白天的太阳辐射使地面和大气吸热升温, 吸热最多的区域是地面和云的上部, 长波辐射则使地面和云顶降温, 云底加热升温。白天太阳辐射占优势使云的上层加热升温。夜间长波辐射使云上部降温, 下部加热, 增加云内温

* 初稿时间: 1997年12月22日; 修改稿时间: 1998年8月12日。

资助课题: 国家“八五”重点科技攻关项目85906-04。

度梯度,使云内层结趋于不稳定。运行5层模式时,云顶、云底高度与5层边界不一定一致,层内的升温与降温有时互相抵消,上面4层常是降温,最下层由于地表的感热输送,白天升温,夜间降温。

2.2 地表水热收支

辐射子程序通过地表热平衡方程,可模拟以下气象要素:(1)地表或海表温度的日变化;(2)地表向大气的感热输送,白天使最下层升温,夜间使最下层降温;(3)地表蒸发把水汽输送到大气下层,使下层的湿度增加。图1是辐射子程序对1993年8月4日长沙地面向上的感热输送 Q_H 、地面蒸发使最下层比湿的增加量 D_q 及地表温度 T_g 日变化的模拟计算结果。

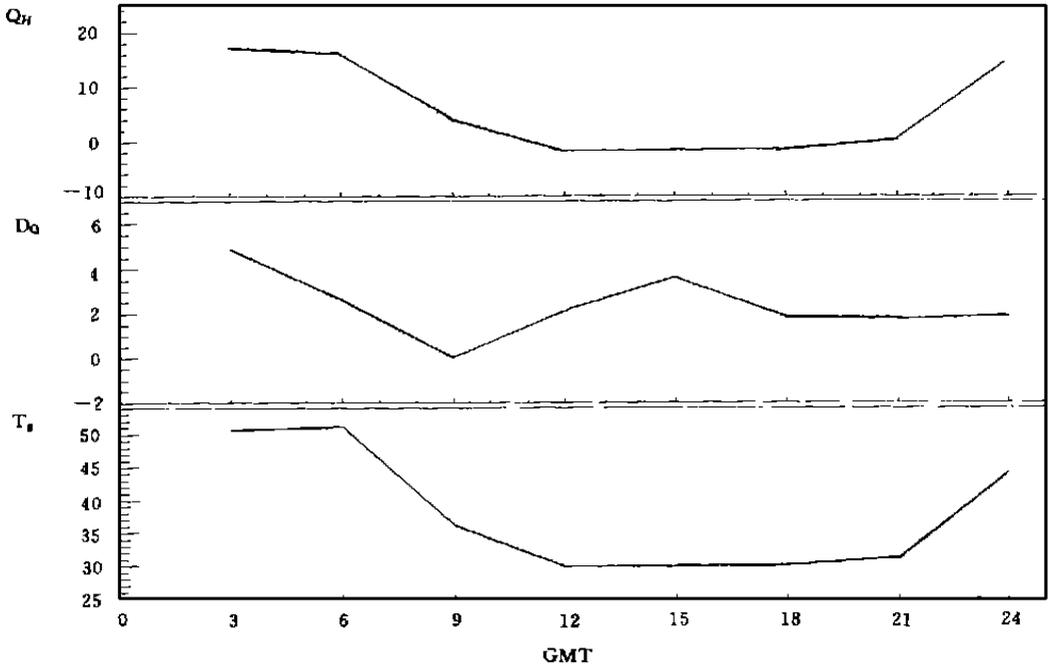


图1 1993年8月4日长沙的地面向上的感热输送 Q_H ($10W m^{-2}$)、地面蒸发使最下层比湿的增加量 D_q ($0.1g (kg 3h)^{-1}$), 及地表温度 T_g 的日变化
(4.47 GMT 为地方时中午)

3 辐射子程序在降水过程的数值试验

对1993年8月4日、1994年7月8、11日及12日、1995年6月20、21日6 d 的降水过程,进行24 h 数值模拟。加辐射子程序后,数值模拟效果较好的个例1993年8月4日(图2~4a)。马群飞等^[10]描述天气过程如下“江淮流域雨季已经结束,华北雨季开始,月初有一个西北低涡从甘肃和陕西移出,8月4日0时到5日0时,低压迅速发展,一条西北西至东南东的雨带穿越晋南、冀南至鲁南,……引发一场强烈的暴雨”,最大日降水量达155 mm。不加辐射子程序,华北只模拟出10 mm 的降水等值线,加辐射子程序后,出现25 mm 降水等值线,鲁南、苏北、浙东及东北雨区雨强与实况更符合。1994年7月8日(图2~4b)的个例,在500 hPa 图上,东北冷涡位于黑龙江省上空,稳定少动,在该冷涡影响下,7月8日0时至9日0时,中国

吉林省中部产生暴雨, 最大日降水量达69 mm。不加辐射子程序条件下, 没有模拟出日降水50 mm 以上的暴雨区, 加辐射子程序后能模拟出日降水50 mm 以上的暴雨区。

由于大陆上降水资料较全, 对东亚大陆、台湾及鸭绿江图门江流域模拟计算结果与实况进行了比较。把日降水量大于等于10、25、50 mm 区域的模拟计算结果与实况对比, 报准区、漏报区及虚报区的格点数分别为 S 、 L 、 X , 报准率 TS 、漏报率 TL 、虚报率 TX 按式(1)计算。

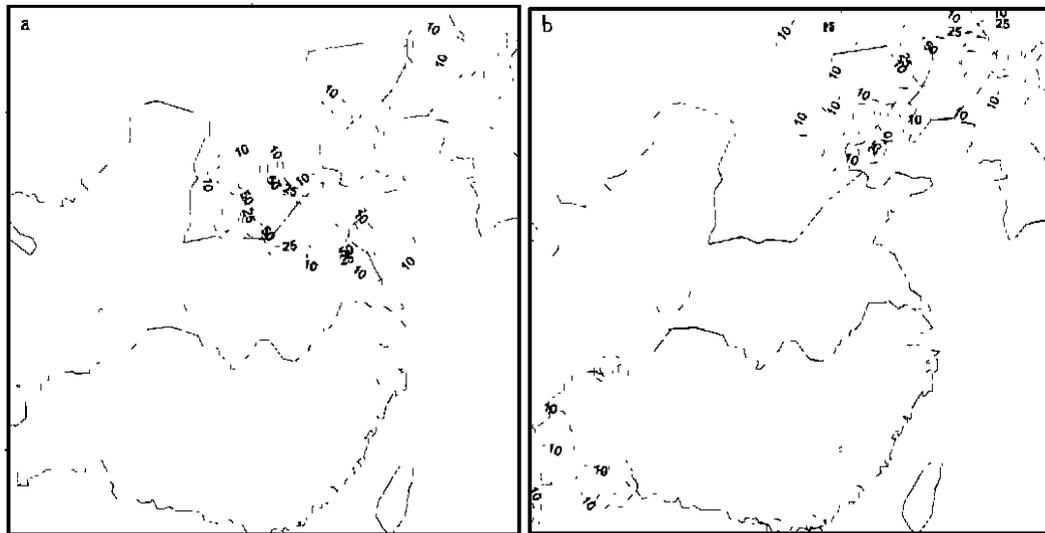


图2 24 h 降水实况图

(a. 1993年8月4日0 GMT 后; b. 1994年7月8日0 GMT 后)

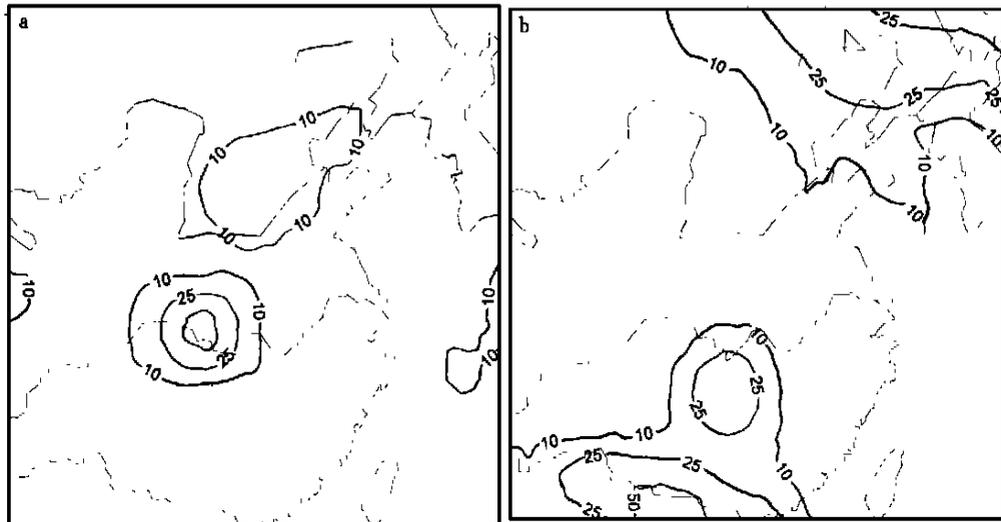


图3 未考虑辐射过程24 h 降水的模拟值

(a. 1993年8月4日0 GMT 后, $TS_{10}= 24.2$, $TS_{25}= 0.0$, $TS_{50}= 0.0$;

b. 1994年7月8日0 GMT 后, $TS_{10}= 31.2$, $TS_{25}= 15.9$, $TS_{50}= 0.0$)

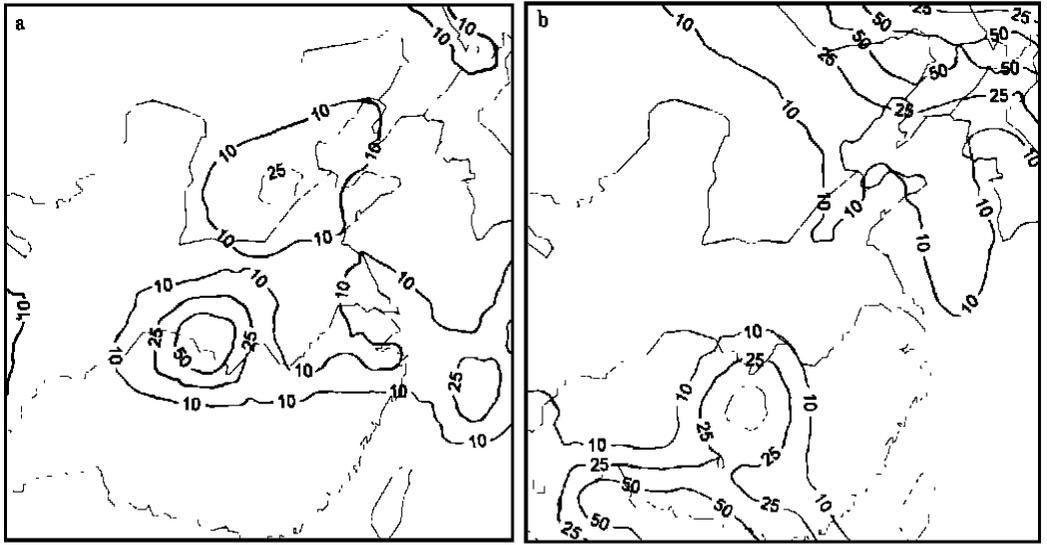


图4 计算辐射过程24 h 降水的模拟值

(a. 1993年8月4日0 GMT 后, $TS_{10}=20.3$, $TS_{25}=4.7$, $TS_{50}=0.0$; b. $TS_{10}=30.4$, $TS_{25}=14.0$, $TS_{50}=3.7$)

$$TS = \frac{100S}{S+L+X}, \quad TL = \frac{100L}{S+L+X}, \quad TX = \frac{100X}{S+L+X} \quad (1)$$

TS_{10} 、 TS_{25} 及 TS_{50} 分别是日降水量 10、25、50 mm 的报准率。上述6 d 不加或加辐射子程序上述指标相见结果见表1。

表1 辐射过程对报准率、漏报率及虚报率的影响

日降水10 mm 的日期	报准率 TS		漏报率 TL		虚报率 TX	
	无辐射	有辐射	无辐射	有辐射	无辐射	有辐射
1993年8月4日	24.179	20.281	20.597	9.839	55.224	69.880
1994年7月8日	31.174	30.392	5.128	2.574	63.698	67.034
1994年7月11日	18.898	17.812	7.534	7.067	73.478	75.121
1994年7月12日	32.339	31.601	7.757	4.030	59.905	64.369
1995年6月20日	31.944	28.081	5.324	4.444	62.731	67.475
1995年6月21日	10.105	8.060	19.368	12.836	70.526	79.104

日降水25 mm 的日期	报准率 TS		漏报率 TL		虚报率 TX	
	无辐射	有辐射	无辐射	有辐射	无辐射	有辐射
1993年8月4日	0.000	4.698	60.163	44.966	39.837	50.336
1994年7月8日	15.929	14.023	6.785	3.678	77.286	82.299
1994年7月11日	7.950	7.713	5.150	5.234	86.896	87.052
1994年7月12日	25.341	22.270	20.430	16.705	54.223	61.021
1995年6月20日	25.698	24.510	21.788	17.157	52.514	50.333
1995年6月21日	0.763	0.467	20.611	12.675	78.626	86.854

日降水50 mm 的日期	报准率 T_S		漏报率 T_L		虚报率 T_X	
	无辐射	有辐射	无辐射	有辐射	无辐射	有辐射
1993年8月4日	0.000	0.000	76.364	62.687	23.636	37.313
1994年7月8日	0.000	3.727	25.581	3.106	74.419	93.168
1994年7月11日	0.350	0.000	8.602	8.117	91.039	91.883
1994年7月12日	9.375	6.803	64.583	41.497	26.042	51.701
1995年6月20日	8.451	9.375	33.803	21.875	57.746	68.750
1995年6月21日	0.000	0.000	27.273	12.329	72.727	87.671

由表1可以看出, 增加辐射子程序后, 除了1994年7月11日的日降水25 mm, 加辐射过程使漏报率略有增加外, 其他都是漏报率减少; 虚报率则大部分增加, 这表明增加辐射子程序的作用是使降水增加。夜间没有太阳辐射, 白天和夜间辐射过程各有特点。为了进一步分析辐射过程与降水过程的关系, 比较北京时间8至16时(白天)及20至4时(夜间)加与不加辐射子程序东亚大陆的平均降水量, 结果见表2。

表2 辐射过程对东亚大陆白天(北京时8~16时)和夜间(北京时20~4时)平均降水量的影响

日期	白天(北京8~16时)			夜间(北京20~4时)		
	无辐射 N	有辐射 Y	Y/N	无辐射 N	有辐射 Y	Y/N
1993年8月4日	2.124	2.124	1.000	1.389	2.149	1.547
1994年7月8日	3.015	3.085	1.023	3.041	4.356	1.432
1994年7月11日	6.812	5.961	1.022	7.075	7.690	1.087
1994年7月12日	3.256	3.318	1.019	3.527	4.583	1.300
1995年6月20日	2.194	2.231	1.017	3.332	4.841	1.453
1995年6月21日	1.517	1.596	1.052	2.649	4.373	1.651

图5是1994年7月8日数值模拟北京时8至16时及20至4时, 加与不加辐射子程序得出的

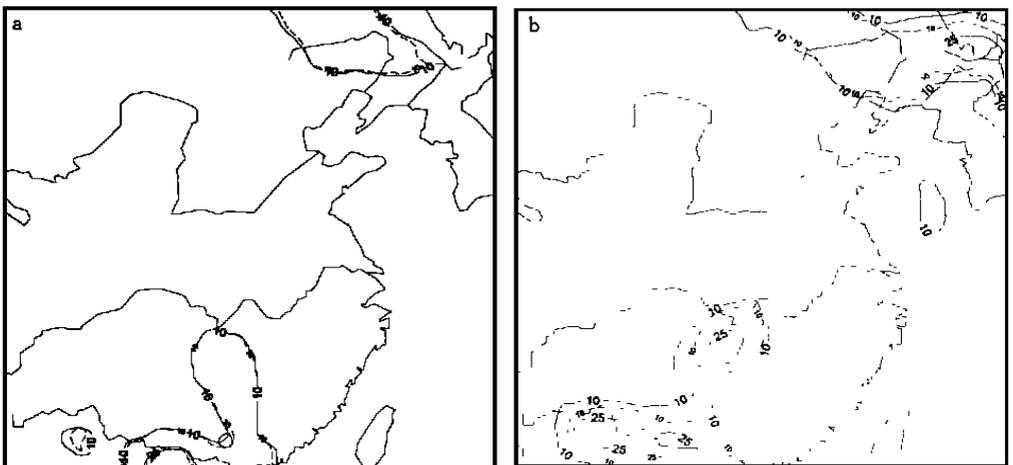


图5 1994年7月8日白天与夜间考虑与不考虑辐射子程序降水预报的比较

(a. 白天北京8~16时; b. 夜间北京20~04时。虚线为不考虑辐射子程序, 实线为考虑辐射子程序。单位: mm)

降水量,可以看出:白天两种条件下的降水等值线几乎重合。夜间加辐射子程序后降水的增加比较显著。由表2可看出,辐射过程使白天降水增加比很小,极大值为5.2%,平均2.2%。辐射过程使夜间降水显著增加,平均增加41.2%。

4 讨论

1993年8月4日和1994年7月8日的数值模拟,都有虚报区,不加辐射子程序的数值模拟,1993年8月4日在川东鄂西,1994年7月8日在湖南、广西及广东西部有大片虚报区。加辐射子程序后,虚报的区域更大。所以决定数值预报质量的主要因素是动力过程,加辐射子程序使夜间降水量显著增加,对漏报有改善,但增加了虚报区。

一些论文中提到“暴雨的夜间多发性”问题,吕炯^[11]指出:“一日中雨量最多之时,乃起自午夜,以迄天明”。雷雨顺^[12]指出:“暴雨在后半夜(北京时02~08时)出现的百分率较高,由以下资料统计后半夜出现的百分率为:1). 1959年以来40次有名的局地特大暴雨,65%,2). 国内近20 a持续性特大暴雨中,日雨量大于等于100 mm的40 d暴雨,55%,3). 1963、1964、1965、1966、1969、1970、1972及1973年8 a 105次台风一小时最大降水量出现时间,43%。辐射过程使夜间降水增加,是暴雨的夜间多发性的原因之一。辐射过程与降水天气过程的细致分析尚需进一步研究。

致谢:论文得到赵思雄、陈受钧先生的帮助,表示感谢。

参考文献

- 1 谢安,陈受钧.暴雨系统中的辐射特征,气象学报,1984,42(2):177-210
- 2 Fu Qiang, Krueger S K, Liou K N. Interactions of radiation and convection in simulated tropical cloud clusters. J Atm Sci. 1995, 52: 1310-1328
- 3 Dudhia J, Numerical study of convection observed during the winter monsoon, experiment using a mesoscale two-dimensional model. J Atm Sci. 1989, 6: 3077-3107
- 4 Ackerman T P, et al. Heating rate in tropical anvils. J Atm Sci. 1988, 45: 1606-1623
- 5 Chen S, W R Cotton, The sensitivity of a simulated extratropical mesoscale convective system to longwave radiation and ice-phase microphysics. J Atm Sci, 1988, 45: 3897-3910
- 6 Gray W M, Jacobson R W. Diurnal variation of deep cumulus convection. Mon Wea Rev, 1977, 105: 1171-1188
- 7 赵思雄,周晓平,张可苏等.中尺度低压形成和维持的数值试验.大气科学,6(1):107~117
- 8 周晓平.有限区域四层原始方程模式的试验.第二次全国数值天气预报会议文集.北京:科学出版社,1980,28-30
- 9 Chang Chiabo. On the influences of solar radiation and diurnal variation of surface temperatures on African disturbances. (Ph D. dissertation). Dept of Meteor, Florida University, 1980, 152
- 10 马群飞,贾逸勤,孙建华等.能量型云模式积云参数化方案的试验,台风,暴雨数值预报新技术的研究.北京:气象出版社,1996,32~37
- 11 吕炯.巴山夜雨.气象学报,1942,16:36~53
- 12 雷雨顺.特大暴雨的夜间多发性.自然杂志,1980,3:774~777

THE INFLUENCE OF RADLATIVE BUDGET ON NUMERICAL RAIN FORCAST

Yin Hong

(*Department of Geophysics, Beijing, University*)

Jia Yiqin

(*Institute of Atmospheric Physics, Academic Sinica, Beijing*)

Abstract

The subroutine of radiative budget may supply the radiative temperature change of every layer and the daily variation of the ground temperature and evaporation. When the subroutine of radiative budget was connected with dynamical numerical rain forecast model, the rain was significantly increased at night but slightly increased at daytime.

Key words: Radiation budget, Parameterization, Rain numerical forecast.

附录: 辐射参数化程序的特点

1. 张家宝在辐射程序把无云大气的长波平均透过率当作订正后水汽光学质量的一元函数, 认为 CO_2 在对流层对长波辐射的影响比水汽小得多, 可以忽略。使用时大气辐射子程序按山本义一的模式, 不考虑 CO_2 的作用, 把无云大气的平均透过率当作水汽光学质量、 CO_2 质量和平均温度的三元函数。

张家宝的辐射程序在长波辐射中把冰晶组成的高云当作黑体, 与实测结果不符合, 本模式把高云的吸收率定为 0.5, 折合为 0.3 g cm^{-2} 的水汽。

2. 水汽对太阳辐射的吸收率, 张家宝辐射模式采用 1950 年代的 Moller 经验公式:

$$A(U) = 0.271U^{0.303} \quad (A1)$$

U 为水汽的气压订正后的光学质量, $A(U)$ 为水汽对太阳直射光的吸收率。我们的辐射模式采用较精确的山本义一经验公式(A2)代替 Moller 公式。

$$A(U) = \frac{1.0121U}{5.925U + (1 + 141.5U)^{0.635}} \quad (A2)$$

3. 与 σ 坐标的有限区域动力模式连接, 垂直分层与 σ 坐标取得一致, 减少换算与换算产生的误差, 从地面到大气上界分 23 层。

4. 地面温度日变化的数值模拟。张家宝在辐射程序不考虑海温的日变化, 用海温的气候平均值作为海温, 陈维敏等指出中国北部海区冬季海温日较差通常在 0.5 左右, 夏季在 1 以上, 有时甚至可达 3~5。日最高海温出现在 14~16 时, 最低海温出现在 5~6 时。特维尔斯基等指出, 海洋上温度日振幅较小 (2~3)。

海面温度应与地面辐射差额 R (地面净太阳辐射收入 - 地面净长波辐射支出), 地方时 t_L 及该月海面平均温度有关。海面温度与地面辐射差额 R 应是正相关的关系, 晴天与阴天相比, 地面辐射差额 R 日振幅大, 温度日振幅也大。在程序中设海温日变化函数 $T_M(t_L)$, 使 $T_M(t_L)$ 成为在 0 和 1 之间变化的函数,

在地方时 15 和 5 时 $T_M = 1.0$ 为最大, 使最高最低海温出现在地方时 15 及 5 时, 程序中取瞬时海温与月平均海温之差 D_T 为:

$$D_T = 2A_T \frac{(R - R_m) T_M(t_L)}{(R_1 - R_2)} \quad (A3)$$

A_T 是一个待定的系数, R_1 、 R_2 是东亚地区该月地表辐射差额的极大与极小值, R_m 是 R_1 、 R_2 的平均值, R 是当时的地表辐射差额。在模拟计算中 A_T 分别为 2.0 与 2.5, 以 1993 年 8 月 4 日为例, 各格点海温日振

附表 A1 模拟海面温度日振幅的频数分布

A_T	1.3~1.5	1.6~2.0	2.1~2.5	2.6~3.0	3.1~3.5	3.6~4.0
2.0	18	130	67	14	6	0
2.5	0	37	106	55	29	8

幅分布列于附表 A1。平均海温日振幅分别为 2.01 和 2.51, 实际计算中取 $A_T = 2.5$ 。

5. 湿度模拟的改进。在计算辐射过程时, 要用第 4 层 ($\sigma_4 = 0.733$) 及第 5 层 ($\sigma_5 = 0.911$) 的比湿 q_4 、 q_5 、用指数外推法模拟百叶箱比湿 q_0

$$B = \frac{\log(q_4) - \log(q_5)}{\log(\sigma_4) - \log(\sigma_5)} \quad (A4)$$

$$q_0 = q_5 \times \sigma_5^B \quad (A5)$$

如果 q_4 、 q_5 中有一个数值为零, 式(A4)的 B 值在计算中将溢出而无法计算。在试算中多次溢出。检查各高度的比湿, 发现有些高度 q_4 或 q_5 等于零, 使辐射计算难以运行, 辐射于程序定最低相对湿度为 5%, 凡最低相对湿度小于 5% 的地方都取相对湿度等于 5%。这样消除了比湿等于零的现象, 计算顺利进行。

6. 地面湿度、温度模拟的改进。张家宝的辐射模式由百叶箱相对湿度 R_s 模拟地表相对湿度 R_g 的经验公式是:

$$R_g = 2.94 \times R_s - 1.94 \quad (A6)$$

并规定, 当式(A6)算出的地表相对湿度 $R_g < 0$ 时, 取 $R_g = 0$ 。按式(A6), R_s 、 R_g , 当百叶箱相对湿度 $R_s < 0.66$ 时, 地表相对湿度 $R_g = 0$, 即取 $R_g = 0$, 地表相对湿度 R_g 不会等于零, 这样的模拟不合理, 现改为:

$$R_g = R_s^3 \quad (A7)$$

张家宝用地面热平衡方程模拟陆地的温度, 在晴空地区, 地面最高温度高达 70 以上, 可信度较差。改进后的程序对地面最高温度规定一个地表温度上限 $T_{g \max}$, 试算中取 $T_{g \max} = 340 \text{ K} = 67$, 当模拟的地表温度大于 67 时, 取地表温度为 67。