

用五层原始方程模式对 冬季季风的数值模拟

郭晓岚

(美国芝加哥大学)

陈月娟

(中国科技大学)

提 要

本文采用过去曾用以研究青藏高原对夏季天气和气候影响的五层局地原始方程模式来模拟冬季季风.试验证明了海陆对季风环流的热力影响冬夏正好是相反的.计算出的在印度洋、非洲和南亚地区的气压场、流场和降水率的分布与实况相当一致.文中对模拟和观测的垂直环流进行了比较,还给出了感热和非绝热加热率的计算结果.

关键词: 五层模式; 冬季季风; 数值模拟.

一、引 言

郭晓岚和钱永甫曾采用一个五层局地原始方程模式来研究高原和山地对夏季季风环流的动力和热力作用.这个模式除了考虑地形作用外,还考虑了太阳辐射、地气系统的长波辐射、大尺度凝结和积云对流等因子的作用.他们的结果表明^[1,2]:高原和山地对夏季风的发展有很重要的作用.以后,我们对计算太阳辐射吸收量的方法和对流调整方案作了一些修改,使积分可以进行到较长时间.为了试验这个模式解决不同问题的能力如何,我们用它模拟了冬季的季风,并且得到了30天的结果.本文将简要介绍我们修改后的辐射和对流计算方案以及这次冬季季风的数值试验情况.

试验中所采用的初始资料包括12月份的平均海平面气压;100、300、500、700hPa的位势高度和500、700、850hPa的露点值均取自美国海军气象服务部编制的《北半球选择层上的高度、温度和露点》(图集)和NCAR的南半球气候格点资料(磁带),使用前作了适当的平滑.初始温度和风是通过静力方程和地转风公式计算的,在赤道地区采用了二级近似.计算范围为 0° — 180° E, 25° — 55° S;所取经纬度格点,格距分别为 5° 经度和 5° 纬度.侧边界采用固定值边界条件.时间步长为15min.

二、太阳辐射加热率的计算

对于太阳辐射,我们仍假定紫外部分完全被高层大气中的臭氧所吸收,波长在 $0.3\text{--}0.7\mu\text{m}$ 之间的部分主要通过瑞利散射起作用,而波长大于 $0.7\mu\text{m}$ 的红外波段主要被水汽

吸收和受到云的反射.在晴空或云顶以上,计算水汽对太阳辐射的吸收量采用众所周知的常用幂公式:

$$\Delta S^{(3)} = BW^{0.303} (\text{J} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{min}^{-1}), \quad (1)$$

其中 B 是比例系数,本文取为 0.7787, $W = M_w \text{Sec}Z$ 为有效水汽路径长度, Z 是太阳天顶角, M_w 是所考虑的 Z 高度以上大气中的水汽含量; $\Delta S^{(3)}$ 是从大气顶到 Z 高度的水汽对波长 $\lambda > 0.7\mu\text{m}$ 的太阳辐射吸收量.于是从高度 Z 到 $Z - \Delta Z$ 气层中的水汽对太阳辐射的吸收量 $\delta S^{(3)}$ 则为

$$\delta S^{(3)} = \Delta S^{(3)}(Z - \Delta Z) - \Delta S^{(3)}(Z). \quad (1)'$$

在有云时,入射的太阳辐射能会被云顶反射掉一部分,并且在云顶以下它将变成漫射辐射.文献[1]中计算从大气顶到云顶以下某高度 Z' 的气层对太阳辐射的吸收量 $\Delta S^{(3)}(Z')$ 所用公式为

$$\Delta S^{(3)}(Z') = \frac{B}{S_o^{(3)}} S_{eo}^{(3)} W_e^{0.303}, \quad (2)$$

其中 $S_o^{(3)}$ 是波长 $\lambda > 0.7\mu\text{m}$ 的太阳辐射能通量, $S_o^{(3)} = 0.5087 S_0$, S_0 为太阳常数, $S_{eo}^{(3)} = (1 - R_c^*) S_o^{(3)}$ 称为在大气顶处波长 $\lambda > 0.7\mu\text{m}$ 的有效向下太阳辐射能,这里 R_c^* 是在大气顶的有效反射系数,其定义为

$$R_c^* = [1 - \Delta S_i^{(3)} / S_o^{(3)}] R_c,$$

式中 $\Delta S_i^{(3)}$ 是在云顶以上的水汽吸收的太阳辐射, R_c 是云的反射率.

在我们的试验中注意到用 (2) 式来计算从大气顶到云顶以下某高度 Z' 的气层的太阳辐射吸收量在绝大多数情况下效果是不错的.但是有时候当云层较低时,在云下有可能计算出太阳辐射吸收量为负值.当然这是不合理的.所以我们对有云情况下计算水汽对太阳辐射能吸收量的公式作了修改.

为了既考虑云的存在对辐射的影响,又能用 (1) 和 (1)' 形式的公式来计算云顶以下各气层对太阳辐射的吸收量 δS_e , 我们可作如下考虑: 因为从大气顶到云顶这一气层吸收的太阳辐射为 $\Delta S_i^{(3)} = BW_i^{0.303}$, 故到达云顶时太阳辐射减少为 $S_o^{(3)} - \Delta S_i^{(3)}$, 被云顶反射掉的部分为: $[S_o^{(3)} - \Delta S_i^{(3)}] \cdot R_c$. 由于 (1) 式必须从大气顶算起, 所以把云反射的部分换算到大气顶, 即令

$$S_o^{(3)} \cdot R_c^* = [S_o^{(3)} - \Delta S_i^{(3)}] \cdot R_c,$$

于是有 $R_c^* = [1 - \Delta S_i^{(3)} / S_o^{(3)}] \cdot R_c$, 此即大气顶的有效反射系数.也就是说在有云的情况下, 计算从大气顶到云顶以下某高度 Z' 的气层对太阳辐射的吸收量时, 相当于假定入射太阳辐射为 $S_o^{(3)}(1 - R_c^*)$. 从而利用 (1)' 式计算从云顶到云顶以下某高度 Z' 的气层吸收太阳辐射量为

$$\delta S_e^{(3)} = [\Delta S^{(3)}(Z') - \Delta S_i^{(3)}](1 - R_c^*) = B(W_e^{0.303} - W_i^{0.303})(1 - R_c^*), \quad (3)$$

其中 W_e 为从大气顶到云顶下 Z' 高度的气层中水汽的有效光学路径.

$$W_c = m_{wc} \sec Z + 1.667 \Delta m_w, \quad (4)$$

式中 m_{wc} 是云顶以上大气中的水汽含量, Δm_w 是云顶和计算高度 Z' 之间气层的水汽含量.

三、大尺度凝结和积云对流

本试验中计算大尺度凝结释放的潜热仍然采用文献[1]中给出的方法; 计算积云对流仍采用郭晓岚的积云对流参数化方案. 只要这两种过程产生的必要条件满足, 它们是可以同时发生的. 但我们不能同时计算这两种过程, 实际上, 在模式中是先计算大尺度凝结, 后计算积云对流. 在计算积云中水汽凝结时要计算大尺度的水汽辐合量 M_i , 在文献[1]中用以计算大尺度水汽辐合量的公式是

$$M_i = -\frac{1}{g} \int_{P_i}^{P_b} \left[\nabla \cdot (q \bar{v}) + \frac{\partial \omega q}{\partial p} \right] dp,$$

本试验用的是

$$M_i = -\frac{1}{g} \int_{P_i}^{P_b} \left[\nabla \cdot (q^* \bar{v}) + \frac{\partial \omega q^*}{\partial p} \right] dp, \quad (5)$$

其中 P_b 、 P_i 分别是云底和云顶的气压, $q^* = q - \delta q$, q 为水汽混合比, δq 是在大尺度过程中已凝结出的水汽, 也就是说在冬季季风试验中用来计算 M_i 的是扣除大尺度凝结的水汽以后的混合比.

除此之外, 每当静力不稳定出现时, 都要进行对流调整, 为此我们用了一个不仅对温度同时也对湿度进行整层对流调整的方案, 此方案的细节详见文献[4]. 由于温度的调整, 某些层可能会从不饱和变成饱和或过饱和, 多余的水汽会凝结. 我们认为释放的潜热不仅仅加热有水汽凝结的气层, 而且要影响到整个发生对流调整的气层里. 假定由于这种加热作用使各气层的温度增加量 δT^* 用下式来计算:

$$\delta T^* = A \left(1 - \frac{|P - \bar{P}|}{P_b - P_i} \right), \quad (6)$$

其中 P_b 和 P_i 是进行对流调整气层的底部和顶部气压, $\bar{P} = (P_1 + P_2)/2$, P_1 和 P_2 分别是饱和层顶部和底部的气压. A 正比于混合比 q 大于 $q_s(T^{(1)})$ 气层中释放的凝结潜热总量. $T^{(1)}$ 是刚刚对流调整后的温度, $q_s(T^{(1)})$ 是在温度 $T^{(1)}$ 下的饱和混合比. 在文献[4]中我们求出了计算 A 的公式:

$$A = \frac{L}{C_p} \overline{[q - q_s(T^{(1)})]} \cdot C, \quad (7)$$

式中

$$C = 2(P_b - P_i)(P_1 - P_2) \cdot \left\{ 2(P_b - P_i)^2 - (P_b - \bar{P})^2 - (\bar{P} - P_i)^2 + \frac{L}{C_p} \frac{\partial \bar{q}_s}{\partial T} \right\}_{T^{(1)}} \cdot \left[2(P_b - P_i)(P_1 - P_2) - (\bar{P} - P_1)^2 - (P_2 - \bar{P})^2 \right]^{-1},$$

L 为潜热系数.

在 P_T 和 P_B 之间的各层温度为

$$T(P) = T^{(1)}(P) + A \left[1 - \frac{|P - \bar{P}|}{P_B - P_T} \right]. \quad (8)$$

四、地面反照率 a_s

由 K.Ya.Kondratyev 的大气辐射一书可知,冬季北半球陆地上的地面反照率比夏季大得多,特别是在高原地区.在本试验中,我们取海洋面上 $a_s = 0.10$, 20°N 以南的陆地和中国东南部 $a_s = 0.20$.设其它地区低的陆地上 a_s 随纬度增大而增大,从 0.30 变到 0.45.对于高度大于 1500m 而又处于 20°N 以北的高原和山地,考虑到冬季冰雪覆盖,取 $a_s = 0.70$.

五、计算结果和讨论

1. 气压场

模拟的 30 天平均海平面气压场在亚洲大陆上有一个范围很大的高压区,其中心值为 1039hPa,中心位于高原北侧;而在澳大利亚和非洲南部是低气压区,中心值分别为 1008 和 1005hPa;印度洋中部是高压区.上面海平面气压的分布与实测的 1 月份平均海平面气压在亚洲、非洲、澳大利亚和印度洋地区的分布相当一致.不足的是大陆上的高压区向北太平洋伸展得较远,而太平洋上的低压区比实况弱得多.之所以会出现这样的情况,主要是由于侧边界条件的影响,太平洋正好在本模式计算区的东部边界附近.随着积分时间的延长,上述情况越明显.由此可见侧边界条件影响的严重性.

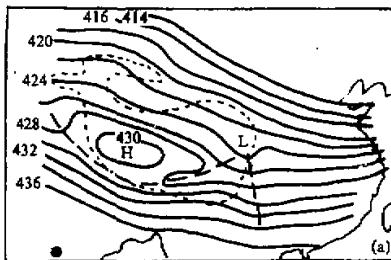


图 1a 1961—1970 10 年平均 1 月份
600hPa 位势高度^[3]

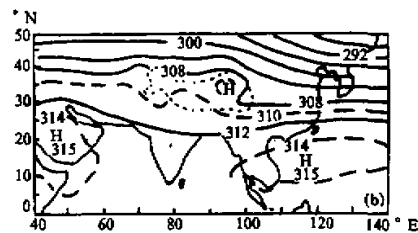


图 1b 模拟的 700hPa 高度场

图中点线表示青藏高原的位置

模拟到的 500、600、700hPa 的等高线分布在计算区西部、东部和南部都比较平直,而且相对于初始场变化不大,但在高原地区附近可以明显地看到地形对高度场的扰动.由 1961—1970 年的观测资料^[3]得知:在冬季高原主体 600hPa 等压面以下为一浅薄的高压系统(称为羌塘高压),到 500hPa 以上此高压逐渐消失.图 1a 表示高原附近地区实测的 10 年平均 600hPa 高度小,可以看出高原地区附近除上述高压系统外,在高原东南部和西部各有一个低压槽.图 1b

是我们模拟的 700hPa 高度场。显然, 气压场的这些特征都被我们的模式模拟出来。而且模拟的高压脊和两个低压槽的位置与实况几乎一样, 只是强度稍弱一些。到 500hPa 面上, 所有这些系统都已相当弱。这与实况是一致的。由此可见, 模拟的结果能较好地反映高原对气压场的扰动, 这是因为本模式较好地处理了地形的作用, 所给的地形分布(如文献[1]中图 6 所示)比较符合高原地区的实际情况, 以及对高原及其附近地区的感热和其它非绝热加热的计算也比较合理(详见后面两部分结果)的缘故。另一方面由于对地形进行了平滑, 地形最高处只达到 5000m, 所以模拟的高压中心不如实况强。

2. 感热和非绝热加热率

从地面到大气感热输送 SH 是用下式计算的:

$$SH = \rho_s C_p C_D |V_s| (T_s - T_b),$$

其中 T_s 是地面温度, 由地面热平衡方程来确定; T_b 是地面以上 2m 处的气温; $|V_s|$ 用的是模式最下层(离地面 25hPa)处的风速; ρ_s 是地面空气密度; 粘滞系数 C_D 在海面上取为 0.002, 平原上取为 0.003, 海拔高于 1500m 的高原和山地取为 0.005。图 2a 和图 2b 分别是模拟到第 10 天时白天和夜间的平均感热分布。白天 SH 的高值区主要出现在东非、北太平洋和澳大利亚, 在东非, 最高值达到 $321 \times 4.1868 \text{ J/cm}^2 \cdot \text{d}$ 。到夜间, 这个高值区移到印度洋北部和阿拉伯海, 其值减少到约为白天的一半。在太平洋地区 SH 的分布白天和夜间变化不大, 但在澳大利亚, 其变化可以从白天的 $250 \times 4.1868 \text{ J/cm}^2 \cdot \text{d}$ 变到夜间的零。 SH 的日变化在南亚和青藏高原地区也很明显: 白天有两个较小的高值中心在印度和中印半岛上, 晚上便消失了。负的感热输送白天只出现在高原的北部, 但夜间这个负值区扩大到亚洲大陆的大部分地区。

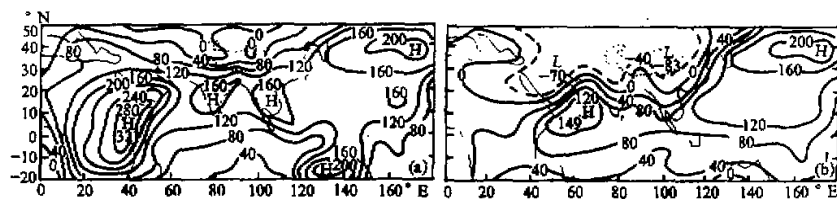


图 2 计算的一月份第一旬平均感热分布

(a) 白天平均, (b) 夜间平均

单位: $\times 4.1868 \text{ J/cm}^2 \cdot \text{d}$ 。图中点线为青藏高原位置。

根据文献[3], 由观测资料计算的高原地区的感热如表 1 所示。可以看出, 我们计算的白天平均感热分布与表 1 的数值相当吻合。

表 1 一月份高原地区的感热分布 单位: $\times 4.1868 \text{ J/cm}^2 \cdot \text{d}$

位置	东部	西部	喜马拉雅山北	平均
SH	41	47	68	43

计算的沿 90°E 经圈平面的非绝热加热率分布如图 3 所示。这里非绝热加热率包括太阳辐射、长波辐射、大尺度凝结和积云对流的潜热释放以及地面向上的感热输送。可以

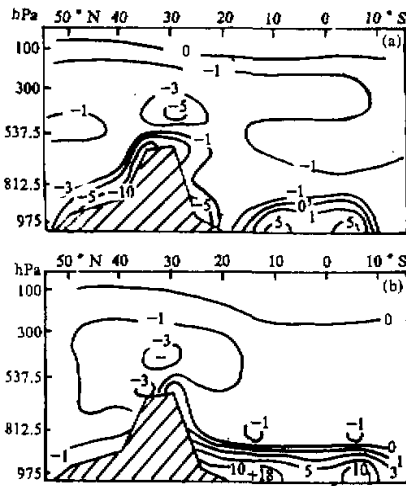


图3 计算的沿 90°E 经圈平面的非绝对加热率 (K/d)

(a) 夜间平均, (b) 白天平均. 阴影区为高原位置

长, 这个辐合区变得更强. 从青藏高原、西太平洋到印度洋和澳大利亚的这一流场形势与南亚冬季季风的形势是非常吻合的, 并且, 在我们的计算中这种形势一直维持到 30 天以上.

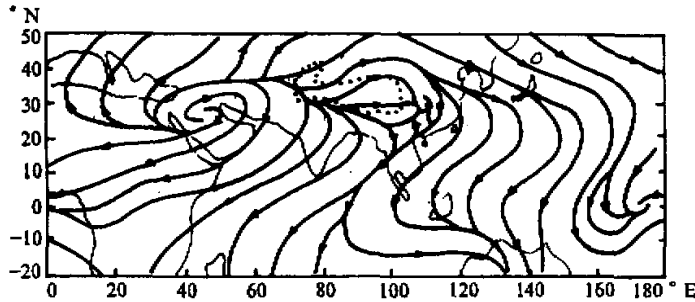


图4 模拟的一月份平均边界层风场 图中点线表示青藏高原位置

高原对西风气流的扰动可以从模拟到的 30°N 纬圈上垂直剖面的环流形势(图略)明显地看出, 这里不多讨论. 图 5 给出沿 90°E 的经向垂直环流. 对比图 5a 和 5b 可见, 从赤道到 25°N 上空的 Hadley 环流圈(通常视作冬季季风环流的特征之一)以及高原上空的小环流圈都模拟出来了, 只是这个小环流圈的位置比观测实况低一些. 本模式对风场的模拟是比较成功的, 因为模式本身既考虑了地形的动力作用, 也考虑了它的热力作用. 同时模式中计算海陆表面温度时考虑了太阳辐射的日变化、地气系统的长波辐射、地球表面向下的热传导、感热、潜热等的热平衡, 并且是用模拟出的有关量来计算的, 因而计算的海陆温度分布比较符合实际情况. 而海陆温差及地形作用是季风的形成和发展的重要因素.

看出, 在冬季除南部边界层外, 无论是白天还是夜间, 100hPa 层以下的大气均失去热量, 这一点与郭晓岚和钱永甫计算的夏季情形(见文献[1]图 12b)正好相反. 特别是在白天更明显些. 在夏季的白天, 高原上空的空气获得大量的热量, 而冬季则失去热量, 只有在高原南面的边界层中大气获得热量, 这主要是高原南部地面大量感热输送的结果.

3. 风场和垂直环流

图 4 给出模拟的边界层中 30 天平均风场. 风场的这种分布与初始状况有很大差异. 从积分过程中可以看到冬季季风的发展过程: 在初始时刻, 强东风气流占据着南亚、阿拉伯海、孟加拉湾和太平洋地区的边界层; 积分五天后这些地区转吹东北风, 并且在赤道处分为两部分——一部分直接吹向印度洋和非洲中南部, 另一部分转向东南方向到达澳大利亚并在澳大利亚北面海上形成强辐合区, 随着积分时间的延

至于模拟的高原上空的小环流位置比实况低可能是由于本模式层数较少, 而且在 100—300hPa 之间没有计算层之故. 另外, 模式所给的地形在高原地区最高只到 5km, 也可能对此小环流位置有一定影响.

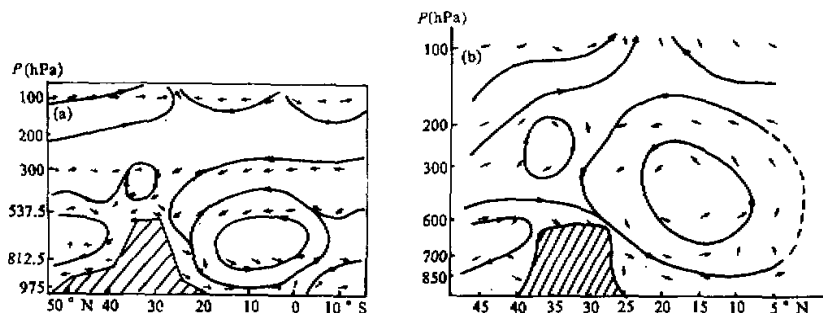


图 5 沿 90°E 经向垂直剖面上 1 月份平均垂直环流

(a) 模拟, (b) 实测风计算 (取自文献[3]). 作图时垂直速度放大 200 倍.

4. 降水率的分布

10 天和 30 天平均降水率分布的模拟结果很相似, 大尺度降水主要出现在西太平洋和北印度洋, 其极大值出现在澳大利亚北面和我们计算区的东南边界处. 由积云对流造成的降水集中于计算区的南部和东南边界处. 模拟的日平均降水量如图 6 所示. 一个高值区在南非, 约为 10mm/d, 另一高值区在澳大利亚北边, 达到 25.7mm/d. 北印度洋和北太平洋降雨量约为 3—4mm/d, 北非、亚洲大陆和印度洋中部相对比较干旱. 上述分布与观测事实很符合, 只是在北印度洋和北太平洋计算出的降雨量稍少一些, 而在澳大利亚北边和东非的雨量大. 在计算区东南边界处出现的高值是由于边界条件影响造成的, 这种影响在夏季季风的模拟中也曾出现.

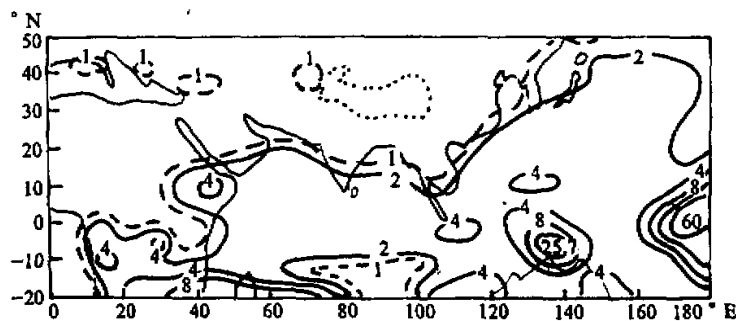


图 6 模拟的 1 月份第一旬平均日降水量分布

六、小 结

上述模拟结果说明, 我们所采用的考虑了太阳辐射、长波辐射、大尺度凝结和积云的

潜热释放、感热交换和地形影响的五层局地原始方程模式,对于模拟南亚和印度洋地区的环流无论是冬季还是夏季都是不错的.在对前述若干问题的计算方案作了适当改进以后,此模式可以积分到 30 天以上,但边界条件的影响仍很明显——如前所述,它不但影响太平洋地区气压场的模拟效果,也使东南边界处的降水增加过多,非绝热加热率也过大.而且,积分时间越长,这些问题越严重.这无疑会影响到积分区内部.避免侧边界条件影响的最好办法是采用全球模式.我们也曾设计了一个全球模式^[5],其模拟结果在海平面气压分布、降水率诸方面都有所改进.但是,用全球模式计算量太大,很不经济.对于研究局地问题来说,如果要求积分时间不是很长,此模式有很好的使用价值.

致谢:此项研究工作得到了美国国家科学基金的资助,大部分计算工作是在 NCAR 的 CRAY-1 计算机上进行的.

参 考 文 献

- [1] Kuo, H. L. and Qian, Yung-Fu, 1981, Influence of the Tibetan Plateau on Cumulative and Diurnal Changes of Weather and Climate in Summer, *Mon. Wea. Rev.*, **109**, No. 11, 2337—2356.
- [2] Kuo, H. L. and Qian, Yung-Fu, 1982, Numerical Simulation of the Development of Mean Monsoon Circulation in July, *Mon. Wea. Rev.*, **110**, No. 12, 1879—1897.
- [3] 叶笃正、高由禧等, 1979, 青藏高原气象学, 科学出版社, 1—25, 202—204.
- [4] 陈月娟, 1986, 在数值模式中的一个对 T 和 q 的整层对流调整方案, 高原气象, 第 5 卷, 第 4 期, 308—314.
- [5] Chen Yuejuan and Kuo, H. L., 1986, A Global Model with Overlapping Mercator and Stereographic Grids, *Advances in Atmospheric Sciences*, **3**, No. 3, 302—313.

勘 误

对本刊 13 卷 3 期需作如下勘误:

页	行	误	正
274	7	$\frac{\partial \phi}{\partial \sigma} = - \frac{RT}{\sigma}$	$\frac{\partial \phi}{\partial \sigma} = - \frac{R\theta}{\sigma}$
275	11	$\phi_{k+1/2} = \phi_k + \sum_{j=k+1}^{NLEV} R_d(T_v)_j \ln \frac{P_{j+1/2}}{P_{j-1/2}}$	$\phi_{k+1/2} = \phi_k + \sum_{j=k+1}^{NLEV} R_d(T_v)_j \ln \frac{P_{j+1/2}}{P_{j-1/2}}$
275	例 7	即不会产生, 虚假的角度量的源和汇.	即不会产生虚假的角度量的源和汇.
301	表 2	第一列缺排	表 2 的第一列应与表 3 相同