

# 用全球大气混合层海洋环流模式模拟二氧化碳增加对土壤湿度季节变化的影响\*

赵宗慈

(国家气象局气象科学研究所)

M.E.Schlesinger

(美国伊利诺伊斯大学大气科学系)

## 提 要

本文利用全球三维大气耦合混合层海洋环流模式模拟大气中二氧化碳浓度增加对土壤湿度的影响。敏感试验( $2 \times \text{CO}_2$ )与控制试验( $1 \times \text{CO}_2$ )对照表明,当大气中二氧化碳浓度增加时,全球土壤湿度在各季发生明显变化。其中两半球低纬度地区在各季土壤湿度变湿,两半球中纬度地区则在各季土壤湿度变干,北半球高纬度地区土壤湿度在夏季变干,其余各季变湿。分析大气中二氧化碳浓度增加造成土壤湿度全球变化的可能物理机制表明,地面水循环和热量循环是重要的因素。

## 一、引 言

许多研究表明,随着全球工业化、现代化的发展,近百年来,尤其是近几十年来,人类活动造成大气中二氧化碳浓度增加,而大气中二氧化碳浓度增加影响气候变化<sup>[1]</sup>。

土壤湿度是直接影响农业的重要因子。自 20 世纪 80 年代以来,一些研究工作开始注意大气中二氧化碳浓度增加对土壤湿度的影响<sup>[2-4]</sup>。Manabe 和 Wetherald<sup>[2]</sup>利用全球大气耦合混合层海洋环流模式模拟大气中二氧化碳浓度增加 2 倍和 4 倍,在给定云及预报云情况下,发现夏季北半球大部地区土壤湿度变干。Meehl 和 Washington<sup>[3]</sup>利用他们的全球大气耦合混合层海洋环流模式模拟大气中二氧化碳浓度增加 2 倍,发现夏季北半球大部地区土壤湿度变湿。Schlesinger 与赵宗慈<sup>[4]</sup>用全球大气耦合到混合层海洋模式(简称 AGCM/MLOM)模拟大气中二氧化碳浓度增加 2 倍,发现夏季两半球中纬度地区变干,低纬地区变湿。以上几个模式模拟表明,由于大气中二氧化碳浓度增加,造成全球湿度变化。但随模式不同,湿度变化的特点是很不一样的,甚至相反。因而有必要进一步分析大气中二氧化碳浓度增加引起土壤湿度的季节变化以及相应的地面水及热量循环的变化,从而进一步分析可能的物理机制。

本文利用 Schlesinger 等<sup>[5]</sup>的 AGCM/MLOM 模拟大气中二氧化碳浓度增加 2 倍,造成土壤湿度的季节变化,进而分析可能的地面水循环与热量循环的物理机制。

\* 本文于 1988 年 9 月 5 日收到, 1989 年 3 月 29 日收到修改稿。该工作在美国能源部 ATM 8712033 资助下完成的。

## 二、模式的简单描述

Schlesinger 等<sup>[5]</sup>建立的全球三维大气与混合层海洋模式 (AGCM/MLOM) 由全球大气环流模式耦合到 60 m 深度的混合层海洋模式构成。其大气环流模式<sup>[6-7]</sup>是取大气垂直方向 2 层,从地面到 200 hPa,取实际地形与海陆分布,考虑地面 6 种类型,纬度与经度网格分别为 4°和 5°。在原模式基础上又做了一系列改进<sup>[5]</sup>。大气模式预报大气运动速度、温度、地面气压与水汽、地面温度、雪质量、土壤水份与云量。模式的海洋部分是 60m 深度的混合层海洋模式<sup>[8]</sup>具有纯热力海冰计算,模式预报海洋混合层温度及海冰厚度。

在控制试验(1×CO<sub>2</sub>)与敏感试验(2×CO<sub>2</sub>)中,为加速模式达平衡状态,以减少使用计算机时间,计算中采用加速积分方法<sup>[5]</sup>。

在 1×CO<sub>2</sub> 中,大气中二氧化碳浓度在时间与空间上取为常数 326 ppmV。在 2×CO<sub>2</sub> 中,大气中二氧化碳浓度取 652 ppmV。本文研究在 1×CO<sub>2</sub> 与 2×CO<sub>2</sub> 模拟中模式达平衡状态后再计算 10 年,并计算 10 年的年平均值、月平均值以及 2×CO<sub>2</sub> 减 1×CO<sub>2</sub> 差值等。

在 AGCM/MLOM 模式中利用“桶式”方法计算土壤湿度。即假定土壤有能力保持 15 cm 液体水(称“场容量”)。当土壤含有水份未达饱和时,土壤湿度的变化用降雨、蒸发与融雪来预报;当土壤温度达饱和时,过多的水作为径流量。

对于裸露陆面与雪盖陆面,土壤湿度(W)的预报方程写成

$$\frac{\partial W}{\partial t} = P_r + S_m - E_s - R$$

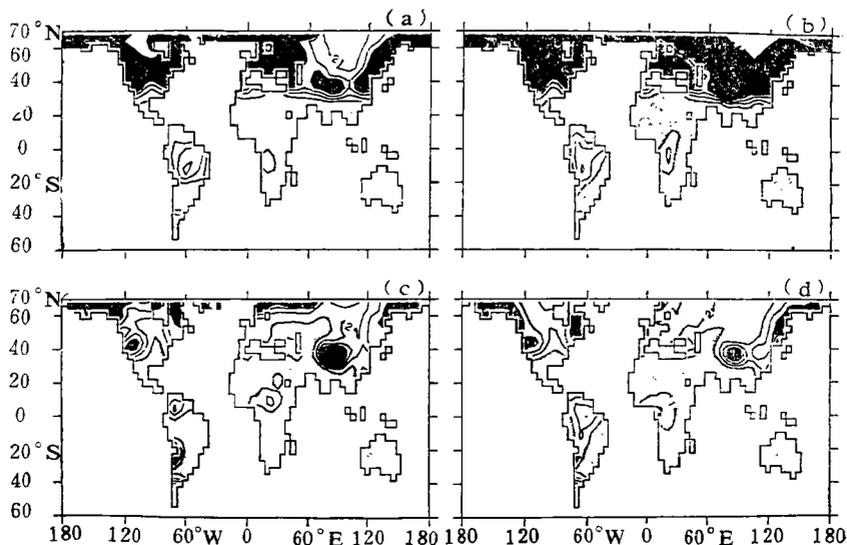


图 1 控制试验中模拟的土壤湿度的季节变化

(a) 12月—2月, b) 3月—5月, c) 6月—8月, d) 9月—11月, 图中深阴影区为≥4cm, 浅阴影区为0—1cm)

式中  $P$ , 是降雨率,  $S_m$  是融雪率,  $E$ , 是地面蒸发率,  $R$  是径流率。

### 三、模式模拟土壤湿度与观测比较

在分析大气中二氧化碳浓度增加对土壤湿度及地面水循环影响前, 本节首先给出模式在控制试验( $1 \times \text{CO}_2$ )中模拟的土壤湿度季节变化以及与观测或其它模式的比较。

图 1 给出在控制试验中模拟的 4 个季节土壤湿度的地理分布。遗憾的是至今没有全球土壤湿度地理分布的观测值, 因此无法将模拟结果与观测结果直接进行比较。从图 1 看到, 12 月—2 月(图 1 a)模拟几个干旱区为澳大利亚, 南美阿塔卡玛沙漠以及撒哈拉沙漠; 而北美大陆大部分, 欧洲与东亚为潮湿区。这种土壤湿度分布特征在 3 月—5 月(图 1 b)继续维持。6 月—8 月(图 1 c)几个干旱区在撒哈拉沙漠, 北美西南部以及中亚至戈壁沙漠; 较潮湿的区域是北美东北部以及西伯利亚东南部地区。9 月—11 月(图 1 d)继续维持这些主要特征。与文献[2—3]工作对比, 主要潮湿与干旱区分布类似, 但数值较他们的模拟值偏小。注意到模式没有模拟出中国西北干旱区明显的干旱特征, 尤以春季为差。由于本模式取  $4^\circ$  与  $5^\circ$  纬度与经度网格, 下垫面反照率等特征只是反映大范围状况, 因而模式较适宜分析大范围特征。有关本模式的优劣及原因分析在文献[4]中已作专门论述, 为节省篇幅, 本文不做过多分析。

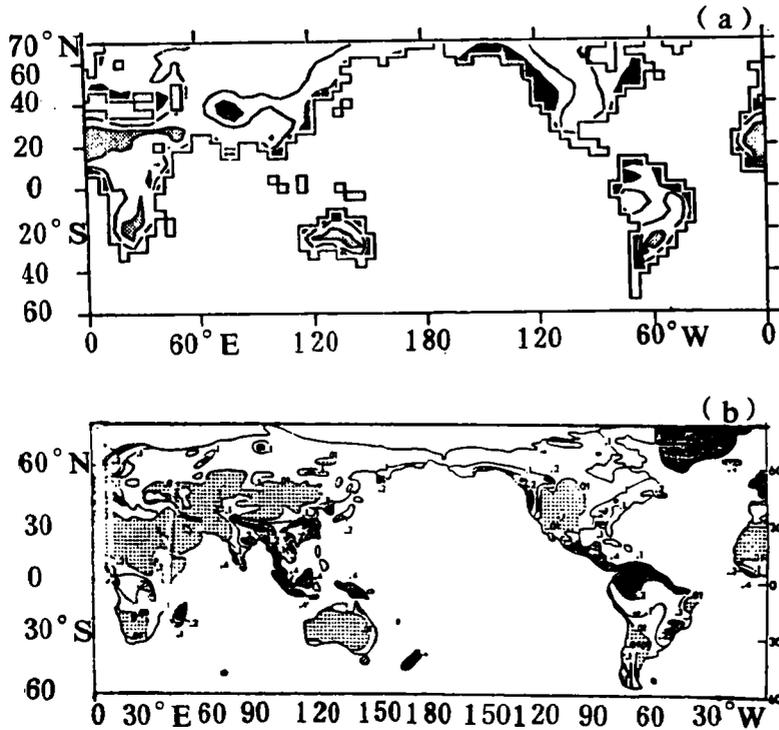


图 2 年平均径流率的地理分布

(a) 模拟值, 深阴影区为  $\geq 0.1$ , 浅阴影区为  $0-0.01$ ; b 观测计算值<sup>[27]</sup>, 斜线区为  $> 0.2$ , 点区为  $0-0.1$ , 单位:  $\text{cm/d}$ )

与土壤湿度有关的年平均径流率有全球观测计算值<sup>[2]</sup>, 因而可以比较模拟与观测的径流量, 从而间接表明模式的模拟能力。图 2 给出模拟的径流量的地理分布与观测计算值的比较。对比图 2a 与 b, 虽然从全球大范围看模式模拟的径流量值较观测值小, 但几个径流量大与小的区域基本模拟出来, 如径流量小的区域撒哈拉、南非、澳洲、南美中部; 径流量大的区域南欧、南亚与东南亚、北美西北部与东部以及南美北部。注意到中亚径流量小的区域, 模式模拟成较大的区域。对中国部分, 模式模拟出中国径流量西北小、东部与东南部大的总分布形势, 但模拟数值在中国西部偏高。

从以上对比表明, AGCM/MLOM 模式模拟的径流量分布与观测计算的分布大致吻合, 因而该模式可以用来做敏感试验, 分析大气中  $\text{CO}_2$  浓度增加造成土壤湿度的变化以及地面水循环及热量循环的变化。下面几节将分别给出其结果分析。

#### 四、大气中二氧化碳浓度增加对土壤湿度季节变化的影响

全年各月纬向平均土壤湿度的计算表明(图略), 由于大气中  $\text{CO}_2$  浓度增加, 两半球中纬度地区大约  $40^\circ\text{N}$  附近, 土壤湿度变干; 而在两半球低纬度地区, 土壤湿度变湿; 北半球高纬度地区大约  $50^\circ$  以北, 则是夏半年 5 月—9 月土壤湿度变干, 而冬半年大部分月份土壤湿度变湿。

为进一步分析由于大气中  $\text{CO}_2$  浓度增加, 全球陆地土壤湿度变化, 图 3 给出在各季土壤湿度变化的地理分布。从图 3 中明显注意到, 由于大气中  $\text{CO}_2$  浓度增加 2 倍, 北美的中部与南部, 南美的南部以及南欧, 4 个季节均变干; 而南美的北部, 非洲的撒哈拉地区, 亚洲东南部季风区, 澳洲西北部等则 4 个季节均变湿; 北半球高纬度地区如北美北部和欧亚大陆北部, 除夏季明显变干外, 其它季节则是明显变湿。

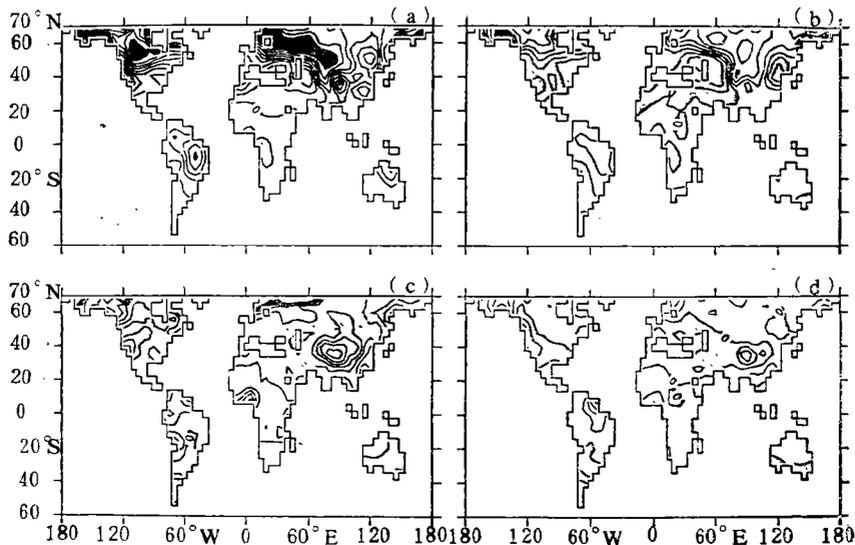


图 3 各季土壤湿度差值的地理分布  
( $2\times\text{CO}_2$ : 减  $1\times\text{CO}_2$  试验, a 12月—2月, b 3月—5月, c 6月—8月, d 9月—11月, 深阴影区为差值  $\geq 1\text{cm}$ , 浅阴影区为差值  $\leq 0\text{cm}$ )

综上所述模拟表明,由于大气中 $\text{CO}_2$ 浓度增加,造成两半球低纬度地区4个季节变湿,两半球中纬度地区4个季节变干而北半球高纬度地区则除夏季变干外其它季节均变湿。

概括4个季节土壤湿度变干、变湿或3个季节土壤湿度变湿的区域给在图4中。图中北半球高纬1区与5区为3个季节变湿区,中纬度2区、6区、4区为4个季节变干区,低纬度3区、7区、8区、9区和10区为4个季节变湿区。分别计算由于大气中 $\text{CO}_2$ 浓度增加,10个区域年平均土壤湿度及地面水循环与热量平衡各分量(图略),结果表明,同一

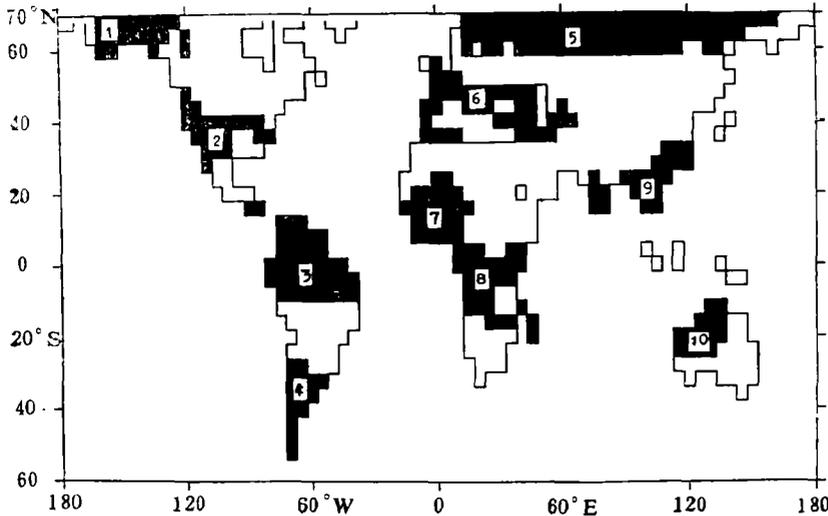


图4 全球3—4个季节变干或变湿的区域

- (1. 阿拉斯加区, 2. 北美中部区, 3. 南美北部区, 4. 南美南部区, 5. 欧亚大陆北部区, 6. 南欧区, 7. 撒哈拉区, 8. 南非中部区, 9. 亚洲东南部季风区, 10. 澳洲西北部)

纬度带内的几个区域的特征是类似的。因而下面两节分区讨论地面水与热量平衡时,中纬度以2区(北美中部区)为代表,低纬度以9区(亚洲东南部季风区,包括中国东南部,中南半岛与印度半岛地区)为代表,北半球高纬度以1区(阿拉斯加区)为代表做分析。

## 五、分区计算大气中二氧化碳浓度增加地面水循环的变化

表1与表2分别给出模式计算的2区(北美中部区)与9区(简称亚洲季风区)的水份收支方程中各分量在各月的变化( $2 \times \text{CO}_2$  减  $1 \times \text{CO}_2$ )。为节省篇幅,1区(阿拉斯加区)的计算结果未给在文内。表中最下一行给出月平均土壤湿度的变化。

对比3个区域由于大气中 $\text{CO}_2$ 浓度增加水循环各分量变化的特点,引人注意的是3个区域是非常不同的。对于阿拉斯加区(表略),由于大气中二氧化碳浓度增加,除6月外,各月降水率的变化为较大正值,蒸发率的变化在春末夏初为较大正值,融雪率的变化春秋(3—4月,10—11月)为正值而春末至夏季(5—6月,8月)为负值。从而使该区土壤湿度在冬春秋各季明显增加而夏季显著减少。有兴趣的注意到北美中部区与亚洲季风

表 1 地面水收支方程各分量( $2 \times \text{CO}_2 - 1 \times \text{CO}_2$ )(单位:mm/d) 北美中部区

月	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
$\Delta Pr$	-0.21	0.18	-0.13	0.26	0.02	0.03	-0.19	0.01	0.12	-0.17	-0.39	0.16
$\Delta Es$	0.15	0.14	0.10	0.00	-0.02	0.06	-0.08	0.02	0.16	-0.03	-0.01	0.07
$\Delta Sm$	-0.14	-0.15	-0.24	-0.05	-0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	-0.02	-0.07	-0.09
$\Delta R$	-0.33	-0.04	-0.34	0.03	-0.04	-0.11	-0.09	-0.02	-0.04	-0.05	-0.23	-0.12
$\Delta w$ (cm)	-0.83	-0.89	-1.14	-1.08	-0.47	-0.37	-0.33	-0.31	-0.16	-0.31	-0.90	-1.17

表 2 地面水收支方程各分量( $2 \times \text{CO}_2 - 1 \times \text{CO}_2$ )(单位:mm/d) 亚洲季风区

月	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
$\Delta Pr$	0.26	0.05	0.52	0.12	0.32	0.31	0.51	1.00	0.61	0.62	0.34	0.23
$\Delta Es$	0.15	0.03	0.30	0.27	0.19	0.27	0.21	0.41	0.45	0.42	0.37	0.14
$\Delta Sm$	-0.003	-0.004	0.001	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.002	-0.004
$\Delta R$	0.10	0.05	0.12	0.03	0.06	0.08	0.15	0.47	0.27	0.17	0.06	0.06
$\Delta w$ (cm)	0.39	0.17	0.31	0.14	0.07	0.17	0.23	0.66	0.64	0.41	0.31	0.25

区的地面水循环特点几乎相反(见表 1 与表 2)。由于大气中  $\text{CO}_2$  浓度增加,北美中部区降水率的变化在大部分月为负值或很小的正值,而蒸发率的变化在大部分月为正值或很小的负值。另一方面融雪率的变化除夏季为 0 外其它月均为负值,尤以 1—3 月负值更明显。相反地,由于大气中  $\text{CO}_2$  浓度增加,亚洲季风区降水率在各月为明显正值,尤以 7—10 月有明显正值。蒸发率的变化虽然在各月亦为正值,但远小于降水率变化的值。由于本文中亚洲季风区取在低纬度附近,因而融雪率的变化已非常小。

综上所述,由于大气中  $\text{CO}_2$  浓度增加,造成全球中纬度地区土壤湿度变干主要是由于降水率明显减小、融雪率明显减小而蒸发率增加之故;低纬度地区土壤湿度变湿则主要是由于在该区降水率明显增加,尤以盛夏降水率增加显著;北半球高纬度地区土壤湿度夏季变干其余各季变湿则主要是由于降水率与融雪率春夏秋冬各季明显增加、夏季明显减小之故。

## 六、分区计算大气中二氧化碳浓度增加地面热量循环及云量的变化

在 AGCM/MLOM 模式中,陆面温度计算公式为

$$\Gamma \frac{\partial T_s}{\partial t} = S_4 - R_4 - LE_s - H_s$$

式中  $S_4$  是地面吸收的太阳辐射,  $R_4$  是地面向上的长波辐射,  $LE_s$  是地面潜热通量(包括蒸发与升华潜热),  $H_s$  是地面显热通量,  $\Gamma$  是总体热容量,  $T_s$  是在陆面深度  $d$  的平均温度。

类似对地面水循环分量的计算,对地面热量循环各分量和云量( $C_L$ )亦做了  $2 \times \text{CO}_2$  减  $1 \times \text{CO}_2$  全球与 10 个区域的年平均与月的差值计算。为节省篇幅,类似水循环,仅给

出2个代表性区域北美中部区与亚洲季风区各分量的计算结果(见表3与表4)。

比较中纬度北美中部地区(表3)与低纬度亚洲季风区(表4),前者为CO<sub>2</sub>增加,土壤湿度变干区域,后者为变湿区域。表3与表4给出,由于大气中CO<sub>2</sub>增加,在北美中部地区云量减少,尤以6月明显;而在亚洲季风区则是云量增加,尤以8月明显。由于大气中CO<sub>2</sub>浓度增加,虽然对两个区域都是造成地面温度增暖,但北美中部区各月增暖值大于亚洲季风区,尤以6月到11月增暖更明显。

表3 地面热量收支方程各分量与云量(2×CO<sub>2</sub>-1×CO<sub>2</sub>)(单位:W/m<sup>2</sup>) 北美中部区

月	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
$\Delta S_d$	4.9	2.7	7.3	7.9	4.9	9.2	5.9	4.1	1.3	2.6	5.3	1.9
$-\Delta R_d$	-1.2	1.4	-2.2	-3.8	-1.8	-5.3	-4.1	-3.4	3.4	-0.03	-3.7	2.0
$-\Delta LE_s$	-2.8	-2.2	-1.2	1.3	0.5	-1.7	2.1	-0.6	-4.5	1.2	1.7	-0.7
$\Delta H_s$	1.8	2.5	4.0	5.4	3.4	1.7	3.1	0.8	-0.1	3.6	3.5	3.3
$\Delta T_g(^{\circ}\text{C})$	2.8	2.7	3.0	3.6	3.0	3.9	4.1	3.7	3.2	3.3	3.2	3.5
$\Delta C_L$	-0.048	-0.015	-0.057	-0.060	-0.048	-0.082	-0.057	-0.055	-0.029	-0.035	-0.069	-0.012

表4 地面热量收支方程各分量与云量(2×CO<sub>2</sub>-1×CO<sub>2</sub>)(单位:W/m<sup>2</sup>) 亚洲季风区

月	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
$\Delta S_d$	-6.0	-4.6	-6.6	-1.9	-4.8	-9.8	-10.4	-14.7	-11.1	-5.4	-6.0	-4.5
$-\Delta R_d$	10.0	5.2	9.6	5.5	4.6	8.5	10.8	16.4	12.8	11.2	13.3	8.4
$-\Delta LE_s$	-4.5	-0.8	-8.8	-7.8	-5.6	-7.8	-5.8	-12.0	-13.2	-12.2	-10.9	-4.1
$\Delta H_s$	-0.4	-0.7	-5.6	-5.0	-5.5	-9.4	-5.9	-10.8	-11.0	-6.5	-3.8	-0.2
$\Delta T_g(^{\circ}\text{C})$	2.8	3.8	2.3	2.5	3.0	2.2	2.1	0.7	0.7	1.8	1.9	3.5
$\Delta C_L$	0.057	0.037	0.036	-0.003	0.011	0.051	0.060	0.093	0.064	0.019	0.047	0.040

从表3与表4还注意到,对于变干或变湿的土壤,相应地面热量分量变化亦是明显不同。对于北美中部地区(表3),由于大气中CO<sub>2</sub>浓度增加,造成地面吸收的太阳辐射明显增加,其中3月至7月差值高达5—9 Wm<sup>-2</sup>。向上的长波辐射大部分月份虽增加,但增加的数值远小于吸收的太阳辐射的变化;由于4—5月、7月、10—11月蒸发减少(见表1),相应这些月份潜热释放亦减少(表3);显热通量在一年的大部分月明显增加。注意到变湿的亚洲季风区情况则刚好相反(见表4),由于大气中CO<sub>2</sub>浓度增加,亚洲季风区地面吸收的太阳辐射显著减少,尤以6月到9月负值明显;由于陆面较湿,向上的长波辐射减少;降水增加,云增加,相应潜热通量明显增加,尤以3—11月更显著;显热明显减少,以6月到11月更明显。

高纬度夏季变干其余各季变湿的阿拉斯加区则情况较复杂(表略)。由于大气中CO<sub>2</sub>浓度增加,其土壤变干的夏季,热量与云量特点相似于变干的中纬度美国中部地区;而土壤变湿的冬、春、秋季则各种特点相似于变湿的低纬度亚洲季风区。

## 七、总结与讨论

如前面几节分析表明,设计的 AGCM/MLOM 模式可以用来做敏感试验分析土壤湿度的变化。

敏感试验( $2 \times \text{CO}_2$ )与控制试验( $1 \times \text{CO}_2$ )对照表明,由于大气中  $\text{CO}_2$  浓度增加,两半球中纬度地区土壤湿度一年 4 季均明显变干,两半球低纬度地区明显变湿,北半球高纬度地区夏季变干,其它季节变湿。研究造成土壤湿度变化的可能的物理机制发现,在地面水循环中,存在土壤湿度-云量-降水量反馈机制。即由于大气中  $\text{CO}_2$  浓度增加,在低纬度地区各个季节和北半球高纬度地区秋冬春季,土壤湿度变湿,云量增加,降水量增加;在中纬度地区各季和北半球高纬度地区夏季则是土壤湿度变干,云量减少,降水量减少。在地面热量收支中,由于大气中  $\text{CO}_2$  浓度增加,在土壤湿度变湿的地区和季节,地面温度增暖较小,地面吸收的太阳辐射减少,潜热通量明显增加,显热通量明显减少。在土壤湿度变干的地区与季节,地面温度明显增暖,地面吸收的太阳辐射增加,夏半年大部分月潜热通量减少,显热通量明显增加。

目前的分析还只是初步的,进一步的研究工作将要对比几个不同的全球三维气候模式模拟的结果,从而力求深入分析由于大气中  $\text{CO}_2$  浓度增加造成地面水与热量收支变化的物理机制。另一方面,尚需从观测数据出发,计算与分析由于人类活动造成土壤湿度变化的可能物理机制,从而来验证模式的模拟结果。有关中国部分,期待未来在全球模式中嵌套细网格中国部分,将会得到更有益的结果。

致谢: D. Vickers 对本文的计算与绘图工作给予许多帮助,特此致谢。

## 参 考 文 献

- [1] 赵宗慈,用气候模式模拟大气中二氧化碳增加对气候变化的影响,气象科技,4,37—44,1986。
- [2] Manabe, S., and R. T. Wetherald, Large-scale changes of soil wetness induced by an increase in atmospheric carbon dioxide, *J. Atmos. Sci.*, 44, 1211—1236, 1987.
- [3] Meehl, G. A., and W. M. Washington, A Comparison of soil moisture sensitivity in global climate models, *J. Atmos. Sci.*, 45, 1476—1492, 1988.
- [4] Schlesinger, M. E., and Zong-ci Zhao, Seasonal climatic changes induced by doubled  $\text{CO}_2$  as simulated by the OSU atmospheric GCM/mixed-layer ocean model, *J. Climate*, 2, 459—495, 1989.
- [5] Schlesinger, M. E., Zong-ci Zhao and D. Vickers, Design and critical appraisal of an accelerated integration procedure for atmosphere/mixed-layer ocean models, *J. Climate*, 2, 641—655, 1989.
- [6] Schlesinger, M. E., and W. L. Gates, The January and July performance of the OSU two-level atmospheric general circulation model, *J. Atmos. Sci.*, 37, 1914—1943, 1980.
- [7] Ghan, S. J., J. W. Lingas, M. E. Schlesinger, R. L. Mobley and W. L. Gates, A documentation of the OSU two-level atmospheric general circulation model, Report No. 35, Climatic Research Institute, Oregon State University, Corvallis, 395 pp, 1982.
- [8] Pollard, D., M. L. Batteen and Y. J. Han, Development of a simple upper-ocean and sea-ice model, *J. Phys. Oceanogr.*, 13, 754—768, 1983.

# SEASONAL CHANGES OF SOIL MOISTURE INDUCED BY DOUBLED CO<sub>2</sub> AS SIMULATED BY THE AGCM/MIXED-LAYER OCEAN MODEL

Zhao Zongci

*(Academy of Meteorological Science, State Meteorological Administration)*

M. E. Schlesinger

*(University of Illinois)*

## Abstract

The atmospheric general circulation model coupled to the mixed layer ocean model has been used to simulate the changes of the global soil moisture. Comparing the simulated results with observations, it is shown that the model is capable of doing sensitive experiments about the carbon dioxide changes.

The  $2 \times \text{CO}_2/1 \times \text{CO}_2$  comparison shows that there are the obvious changes of the soil moisture in the global for four seasons. There are the wet soil moisture in the lower latitudes of both hemispheres and dry soil moisture in the middle latitudes of both hemispheres for four seasons. The dry soil moisture in summer and wet in other seasons are found in the northern higher latitudes.

The analyses of the physical mechanisms responsible for the CO<sub>2</sub>-induced changes of soil moisture show that the budgets of the surface water and heat are the important factors.